




ГЕОГРАФИЯ УДМУРТИИ

К26 я73
Г353

Федеральное агентство по образованию

ГОУВПО «Удмуртский государственный университет»

Библиотека УдГУ

1000587109

ГЕОГРАФИЯ УДМУРТИИ: природные условия и ресурсы

Учебное пособие

Часть 1

Ижевск 2009

Издательский дом «Удмуртский университет»

УДК 913. (470.51)(075.8)
ББК 26.890 (2Р36-6У)я73
Г353

*Печатается в соответствии с решением редакционно-издательского совета
Удмуртского государственного университета.*

Под общей редакцией доктора географических наук, профессора И.И. Рысина.

Рецензенты: доктор географических наук, заведующий кафедрой физической географии и ландшафтной экологии Пермского госуниверситета, профессор **Н.Н. Назаров**;
доктор географических наук, профессор Казанского госуниверситета **О.П. Ермолаев**

Г353 География Удмуртии: природные условия и ресурсы: учеб. пособие / под ред. И.И. Рысина. Ижевск: Изд. дом «Удмуртский университет», 2009. Ч. 1. 256 с.
ISBN 978-5-7029-0389-7

В первой части учебного пособия дается детальный анализ природных условий и ресурсов территории Удмуртии, рассмотрены особенности геологического строения, рельефа, климата, поверхностных и подземных вод, почв и земельных ресурсов, растительного и животного мира. В заключение дана комплексная характеристика физико-географических районов республики.

Учебное пособие предназначено для студентов вузов республики, обучающихся по специальностям «География», «Природопользование», «Экология», «Картография», изучающих дисциплины регионально-национального компонента. Пособие может быть полезно учителям географии, различным специалистам, кто так или иначе связан с изучением природных условий и ресурсов республики или проявляет интерес к познанию своего родникового края.

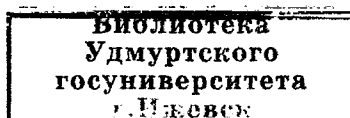
УДК 913. (470.51)(075.8)
ББК 26.890 (2Р36-6У)я73

859658

ISBN 978-5-7029-0389-7

© Коллектив авторов, 2009

© Издательский дом «Удмуртский университет», 2009



От редактора

Богата и красочна природа Удмуртии. Разнообразие ее рельефа создает замечательные по красоте пейзажи: леса и перелески чередуются с возделываемыми полями и разнотравными лугами. Это край многочисленных родников с кристально прозрачной водой, больших и малых рек и речушек. Здесь начинается свой бег великая и могучая Кама с ее притоком Вяткой. Навстречу им спешат Чепца, Кильмезь, Сива, Иж. Геологические недра республики богаты полезными ископаемыми.

Важнейшей задачей региональной политики на современном этапе должно стать развитие эффективных и конкурентоспособных направлений специализации хозяйства территории, наиболее полно соответствующих местным природным условиям и ресурсному потенциалу. Природные условия и ресурсный потенциал территории служат основой развития и функционирования территориально-производственных комплексов. Их изучение выступает важнейшей предпосылкой и фактором рациональной территориальной организации производительных сил, необходимым условием совершенствования природопользования.

После выхода в свет общеизвестной книги «Природа Удмуртии» уже прошло более 35 лет. Эта книга, по существу, выполняла роль энциклопедии природы Удмуртии, где достаточно детально и в популярной форме описывались все компоненты окружающей среды на территории Удмуртии. С тех пор отдельные компоненты претерпели серьезные изменения в связи с хозяйственной деятельностью или естественными процессами. О других компонентах накопилось много новых сведений, которые нашли отражение в отдельных научных публикациях, но не дошли до широких слоев населения. Поэтому выход данной книги, на наш взгляд, является актуальным и своевременным.

Данное учебное пособие, предназначенное в первую очередь студентам вузов республики, изучающим дисциплины регионально-национального компонента, состоит из двух частей. В первой части дана детальная характеристика современных природных условий и ресурсов нашей республики: геологического строения и полезных ископаемых, рельефа и современных рельефообразующих процессов, климатических условий и ее ресурсов, режима поверхностных и подземных вод, почвенно-земельных ресурсов, а также растительного покрова и животного мира. В завершение приводится физико-географическое районирование территории Удмуртии. Во второй части пособия будут представлены материалы, посвященные анализу современного состояния экономики и социальных проблем республики.

В учебное пособие вошли результаты исследования, полученные учеными в сравнительно недавнее время, многие материалы являются уникальными по своей новизне и впервые представлены в печати. Особенно большой научный интерес и практическое использование будут представлять новые данные по климату и климатическим ресурсам республики, особенностям орографии и истории формирования Камской эрозионной системы, стратиграфии пермских отложений и др.

Мы преднамеренно начинаем характеристику природных условий и ресурсов республики с геологического строения и полезных ископаемых, пропуская традиционное географическое положение, границы и историю географического изучения описываемой территории, поскольку они общеизвестны и подробно даются в школьном учебнике по географии Удмуртии (1999, 2008). Для лучшего усвоения материала основные термины и понятия выделены жирным шрифтом, второстепенные – курсивом.

Кроме студентов, пособие может быть полезно также учителям географии, различным специалистам, кто так или иначе связан с изучением природных условий и ресурсов республики или проявляет интерес к познанию своего родникового края.

В работе над учебным пособием принимали участие в основном ученые географического факультета Удмуртского госуниверситета, в авторский коллектив третьей главы вошли также сотрудники кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Казанского госуниверситета.

Мы благодарим за предоставленные материалы Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды УР, Удмуртский республиканский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, ОАО «УдмуртНИИГипрозем», Министерство лесного хозяйства по УР, Управление Роснедвижимости по УР, Управление охраны фауны УР.

И.И. Рысин

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

1.1. Тектоника

Территория Удмуртской Республики (УР) расположена в пределах Волжско-Камской антеклизы - одной из крупнейших положительных структур Русской платформы. Волжско-Камская антеклиза простирается от Подмосковья до Урала и от Нижнего Поволжья до Тимана и со всех сторон ограничена отрицательными структурами: Московской и Прикаспийской синеклизами, Рязанско-Саратовским, Предуральским и Предтиманским прогибами. Волжско-Камская антеклиза состоит из ряда более мелких положительных и отрицательных структур. Из их числа в пределах Удмуртии представлены: Татарский свод (выражен по всем структурным этажам); Калтасинский авлакоген (выражен по кристаллическому фундаменту); Верхнекамская впадина (выражена в осадочном чехле, по размерам несколько больше, чем Калтасинский авлакоген).

Татарский свод охватывает западную часть Удмуртии; в пределах него глубина залегания фундамента от 1500 до 2000 м (рис. 1.1). Подразделяется на Северную вершину, Нижнекамскую зону линейных дислокаций, северо-восточный склон южной (Альметьевской) вершины. При этом Северная вершина в свою очередь состоит из Немского, Удмуртского и Кукморского выступов, разобщенных грабенами по фундаменту и соответствующими прогибами в чехле.

Немский выступ является погребенной структурой и в верхней перми не выражен; Удмуртский и Кукморский выступы являются сквозными и проявлены по всем этажам осадочного чехла. Нижнекамская зона линейных дислокаций представляет серию валов и прогибов, имеющих разные размеры и предопределенных разломами фундамента. Южная вершина на территорию УР заходит лишь северным окончанием.

Удмуртская система глубинных разломов отделяет Татарский свод от Калтасинского авлакогена. Она представляет собой систему ступенчатых сбросов, протягивающихся в виде плавной дуги примерно по линии Кулига - Базезино - Ст. Зятцы - Постол - устье р. Иж. Общая ширина зоны разломов 15-20 км; амплитуда 1-2 тыс. м (Геология..., 1976).

Калтасинский авлакоген охватывает восточную часть территории Удмуртии и характеризуется постепенным погружением кровли фундамента на восток-юго-восток. Глубины залегания фундамента 3-5 тыс. м; во впадине к востоку от Сарапула до 7-8 тыс. м. Авлакоген заполнен мощной толщей рифейских песчаников.

Верхнекамская впадина охватывает восточную и северную части Удмуртии и выражена только в осадочном чехле. Подразделяется на Бородулинско-Фокинскую часть впадины, Верхнеобвинскую часть впадины, Чепецкую и Кильмезско-Немскую зоны. На юге Верхнекамская впадина переходит в Бирскую седловину.

Верхнеобвинская зона выражена до фундамента, Чепецкая - до нижнего карбона, Кильмезско-Немская зона - до уфимских отложений включительно. Бородулинско-Фокинская часть впадины осложнена серией валов разного происхождения и степени выраженности.

Камско-Кинельская система прогибов представляет собой часть Верхнекамской впадины и включает центральную и южную части УР, далее на юге выходя далеко за ее пределы. Прогибы данной системы выражены в девоне и сиверированы толщей отложений нижнего карбона. Борта Камско-Кинельской системы прогибов приурочены к разломам и осложнены рифогенно-карбонатными валлообразными поднятиями; подобные рифогенно-карбонатные массивы имеются и внутри системы прогибов. С данными образованиями связаны наиболее крупные скопления нефти и газа в Удмуртии и за ее пределами.

Локальные структуры. Упомянутые структурные подразделения по фундаменту разбиты на многочисленные частные блоки разломами, преимущественно субмеридионального и северо-восточного простирания. Разрывные нарушения, крупнейшим из которых является упомянутая выше Удмуртская система глубинных разломов, является характерным элементом структуры кристаллического фундамента. Некоторые из разломов проявляют активность на неотектоническом этапе и могут быть сейсмогенерирующими. К разломам приурочиваются зоны распространения ослабленных пород (с повышенной трещиноватостью и пониженной прочностью). Во многих случаях (но далеко не всегда) заложение речных долин происходило по таким зонам. Тектонически ослабленные зоны под речными долинами проявляются гидрогеохимическими аномалиями, связанными с подтоком глубинных вод с повышенными показателями общей минерализации, содержания хлоридов, сульфатов и ряда микроэлементов. Такие гидрогеохимические аномалии 1-го от поверхности водоносного горизонта, в пределах которых общая минерализация

достигает 1 г/л и более, известны в районах г. Сарапул, пос. Кизнер, ст. Чепца и др.

В осадочном чехле отмеченные выше структурные зоны различаются по наличию и ориентировке локальных прогибов и валов, в том числе состоящих из отдельных поднятий, общее число которых составляет многие десятки. Наиболее крупными валами являются Зуринский, Дебесский, Кулигинский, Киенгопский и др.; наиболее крупные прогибы - *Кильмезский, Мамадышско-Кокарский* (рис.1.1). Локальные поднятия создают условия для постепенного, продолжающегося миллионы лет, накопления в их сводах подвижных флюидов, в том числе представленных углеводородами. Преобладающая часть известных в республике месторождений нефти приурочена к локальным поднятиям.

Сейсмичность. Восток Русской платформы, где расположена территория Удмуртии, до последнего времени традиционно считался асейсмичной территорией. Специальные исследования сейсмичности в Удмуртии не проводились. В то же время в последние десятилетия на сопредельных территориях Республики Татарстан отмечались подземные толчки силой до 6 баллов, которые обычно связывают с дестабилизацией тектонических структур вследствие откачки и закачки значительных объемов жидкости при нефтедобыче (Зеленая книга..., 1993). В связи с этим были проведены архивные изыскания и найдены исторические свидетельства о событиях, которые были истолкованы как землетрясения. В результате были сделаны выводы, согласно которым землетрясения силой до 7-8 баллов на востоке Русской платформы имели место и ранее (Зеленая книга..., 1993; Копысова, Княжин, 1996). Балльность землетрясений определялась по косвенным признакам: упоминанию о разрушениях, подземному гулу и т.п. В публикациях в СМИ (Княжин, 2000) встречаются утверждения о возможности даже 11-12-балльных землетрясений в Удмуртии. Обосновываются такие утверждения предположениями о тектоническом происхождении уступа, который проходит через центральную часть Удмуртии и ограничивает с юга Тыловайскую возвышенность, наличием на этом уступе пологонаклонных площадок, интерпретируемых как сейсмодислокации. Но данный уступ вовсе не обязательно является тектоническим; серьезных доказательств этому нет. На структурных картах, в основе которых лежат тысячи структурных скважин и многолетние детальные геофизические исследования (Геология..., 1976), данный уступ никаким образом не выражен. Гораздо более вероятно его структурно-денудационное происхождение и куэстовый характер (см. раздел «Рельеф»). Отмеченные С.Л. Княжиным (2000) слабонаклонные площадки на уступе могут быть не только сейсмодислокациями (что крайне маловероятно в условиях преобладания глинистых пород), но также структурными ступенями на выходах пластов стойких пород (что очень широко распространено в Удмуртии) или иметь оползневое происхождение. В рамках сводной работы по сейсмическому районированию территории России (Сейсмические..., 2000) указанный уступ, в отличие от Вятского вала и прикамских разломов, не рассматривается как сейсмически активный.

Необходимо отметить и сформировавшееся в последние годы критическое отношение к исследованиям сейсмичности на основе исторических свидетельств. Отмечается (Никонов, 1995), что повышенное внимание к проблеме землетрясений в платформенных районах способствует одностороннему, тенденциозному подходу при ее изучении. Так, при поисках исторических свидетельств, любые упоминания в исторических документах о разрушениях, подземном гуле и треске и т.п. трактуются непременно как землетрясения, с соответствующими оценками балльности по косвенным признакам, хотя, по меньшей мере, вероятно, что в действительности это могли быть оползни, карстовые провалы, морозобойные удары и пр. Характерно, что сведения о наиболее сильных землетрясениях (до 7-8 баллов), которые должны были проявляться на значительных территориях, относятся к отдельным городам (Саратов, Козьмодемьянск), которые расположены на высоком берегу р. Волги и традиционно страдают от оползневых процессов, либо в районах развития карста (Казань и окрестности, Вятский вал). Не менее симптоматично, что в составленной С.Л. Княжиным (1996) хронологии землетрясений в Вятском крае после 1930-х гг. (т.е. в период, находящийся в памяти живущих поколений) отмечен длительный перерыв, не имеющий аналогов с конца XVIII в.

Таким образом, хотя исторические свидетельства о землетрясениях могут быть не всегда достоверны, сам факт активизации сейсмических процессов в связи с добычей нефти, а возможно, и в связи с гидротехническим строительством, сомнений не вызывает. Землетрясения, как естественные, так и техногенно спровоцированные, генетически связаны с ослабленными зонами земной коры (Степанов и др., 1996). Изучая техногенно спровоцированные землетрясения последних десятилетий, казанские геофизики (Мирзоев и др., 1997; Рейснер, Иогансон, 1996) выделили ряд сейсмоактивных разломов, в том числе имеющих продолжение на территории Удмуртии. В их число входит Прикамский разлом, выраженный в рельефе фундамента платформы в виде крутого уступа.

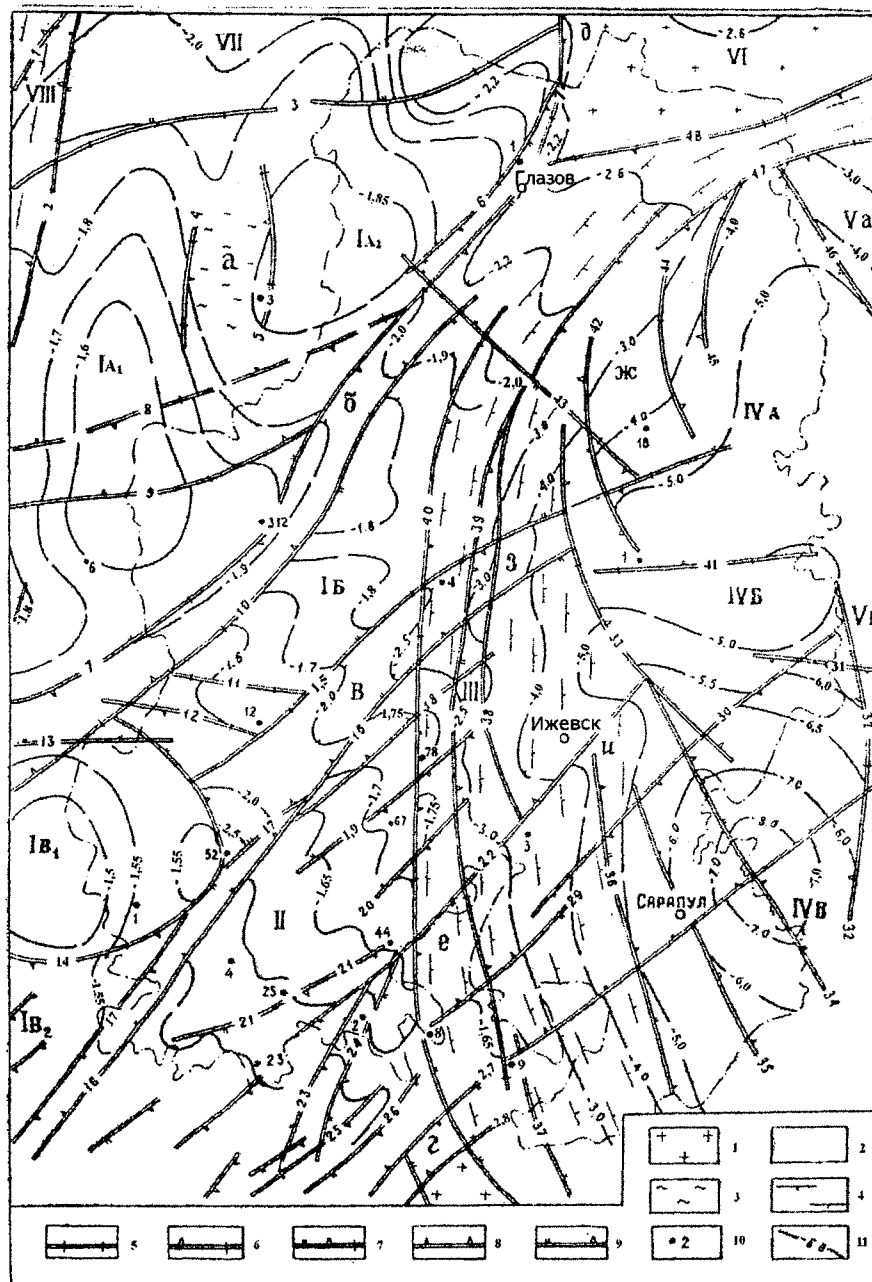


Рис. 1.1. Карта-схема строения фундамента Удмуртской Республики (Геология..., 1976).
 Зоны развития фундамента: 1 - беломорского; 2 - карельского; 3 - байкальского; 4 - ступенчатые склоны грабенов крупных авлакогенов, разломы и ослабленные зоны фундамента; 5 - сформировавшиеся до консолидации фундамента; 6 - активизировавшиеся в верхнем протерозое; 7 - активизировавшиеся до консолидации фундамента; 6 - активизировавшиеся в верхнем протерозое; 7 - активизировавшиеся в верхнем протерозое, палеозое и мезокайнозое; 8 - сформировавшиеся в верхнем протерозое; 9 - активизировавшиеся в палеозое и мезокайнозое; 10 - глубокие скважины; 11 - стратозогипсы поверхности фундамента. I - северная вершина Татарского свода; IA - Немский блоковый выступ; IA₁ - Немский купол выступа; IA₂ - Ярский купол выступа; IB - Удмуртский блоковый выступ; IB - Кукморский блоковый выступ; IB₁ - Вятскополянский купол выступа; IB₂ - южный блоковый склон выступа; II - Нижнекамская зона линейных дислокаций фундамента; сложный грабен Калтасинского авлакогена: III - западный склон грабена; IV - Кезско-Сарапульская погруженная зона, IVA - Кезско-Игринская впадина; IVB - Воткинская седловина; IVB - Сарапульская впадина; V - Бородулинско-Большесосновский срединный горст сложного грабена; VA - Бородулинский выступ; VB - Большесосновский выступ; VI - южный склон Коми-Пермского свода; VII - Чепецкая седловина; VIII - восточный борт сложного грабена Казанско-Кажимского авлакогена. Элементы крупных структур фундамента: а - Унинский грабен; б - Кильмезский грабен; в - Кокарский грабен; г - Алтунино-Шунакский грабен; д - Кирсинский грабен; е - Саркаско-Чажский грабен-уступ; ж - Зуринский горст-выступ; з - Есенецкий горст-выступ; и - Гремехинский горст-выступ

Ширина зоны этого разлома, с серией окаймляющих и оперяющих его разломов, достигает на северо-востоке Татарстана 100 км. В зоне данного разлома возможны землетрясения с интенсивностью до 6 баллов (Рейснер, Иогансон, 1996). Об активности прикамских разломов свидетельствует наличие в их зонах гидрогеохимических аномалий, в пределах которых (г. Сарапул, пос. Кизнер, с. Варзи-Ятчи) за счет подтока глубинных вод отмечается повышенная минерализация вод 1-го от поверхности водоносного горизонта (до 1 г/л и более).

Таким образом, поскольку Удмуртия входит в потенциально сейсмичный регион востока Русской платформы, а добыча нефти в Удмуртии началась несколько позже, чем в Татарстане, здесь также возможна техногенная активизация сеймотектонических процессов, в том числе землетрясения до 6 баллов. Такая оценка сейсмичности территории Удмуртии не противоречит новому сейсмическому районированию территории России (Сейсмические..., 2000), выполненному с учетом как исторических изысканий, так и отмеченной выше техногенной активизации в связи с добычей нефти. Новое сейсмическое районирование выполнено на вероятностной основе в трех вариантах:

- карта ОСР-97А 10%, характеризующая 90%-ю вероятность непревышения указанной балльности в течение 50 лет и максимально возможное сотрясение, повторяющееся в среднем один раз в 500 лет;

- карта ОСР-97В 5%, характеризующая 95%-ю вероятность непревышения указанной балльности в течение 50 лет и максимально возможное сотрясение, повторяющееся в среднем один раз в 1000 лет;

- карта ОСР-97С 1%, характеризующая 99%-ю вероятность непревышения указанной балльности в течение 50 лет и максимально возможное сотрясение, повторяющееся в среднем один раз в 5000 лет.

На картах ОСР 97А 10% и ОСР 97В 5% территория Удмуртии полностью входит в зону 5-балльной сейсмичности, что является минимальной градацией из принятых в рамках районирования. На карте ОСР 97С 1% большая часть территории Удмуртии, исключая крайний северо-запад и крайний юго-запад, относится к зоне 6-балльной сейсмичности. Крайний северо-запад (Ярский район) и на этой карте отнесен к зоне минимальной, 5-балльной сейсмичности, а крайний юго-запад (Кизнерский район) – к зоне 7-балльной сейсмичности.

Это означает, что в пределах преобладающей части территории республики за 50-летний период с 95%-й вероятностью не будет превышена интенсивность максимальных сотрясений в 5 баллов, и с 99%-й вероятностью – 6 баллов, причем 6-балльное землетрясение возможно один раз в 5000 лет. На крайнем северо-западе республики, наиболее устойчивом в сейсмическом отношении, вероятность непревышения 5-балльной сейсмичности составляет более 99%, а максимальное сотрясение с повторяемостью один раз в 5000 лет – 5 баллов. На крайнем юго-западе, наименее устойчивом в сейсмическом отношении, вероятность непревышения за 50-летний период 5-балльной сейсмичности составляет 95%, а 6-балльной – от 95 до 99%; максимальное сотрясение с повторяемостью один раз в 5000 лет здесь может составить 7 баллов.

1.2. Стратиграфия

Геологический разрез Удмуртии включает образования кристаллического фундамента и осадочного чехла. Геологический разрез изучен по скважинам до глубины 3696 м. Более глубокие горизонты изучаются только косвенно, с помощью геофизических методов. Степень детальности описания разреза возрастает от нижних слоев к верхним, по мере их приближения к поверхности и увеличения роли в формировании и развитии современных ландшафтов. Более полная информация о геологическом строении имеется в обобщающих работах (Геология..., 1976; Геология СССР, 1967).

Кристаллический фундамент в пределах Удмуртии сложен высокометаморфизованными породами карельского комплекса нижнего протерозоя: гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. Распространены магматические породы типа габбро-диабазов. На северо-востоке территории ограниченно распространены гранитогнейсы верхнего архея.

Осадочный чехол представлен породами верхнего протерозоя, девона, карбона, перми, триаса, неогена и четвертичного периода. На дневную поверхность выходят только верхнепермские и более молодые отложения.

Верхний протерозой представлен в пределах Калтасинского авлакогена восточной части и в отдельных грабенах западной части Удмуртии. Подразделяется на нижнебавлинскую и верхнебавлинскую серии. Нижнебавлинская серия относится к нижнему и среднему рифею;

представлена снизу вверх тюрюшевской, арланской и калтасинской свитами. Тюрюшевская свита состоит из континентальных красноцветных песчаников с прослоями брекчий, конгломератов и алевролитов, мощность до 687 м. Арланская свита сложена глинистыми известняками и аргиллитами, мощность ее до 260 м. Калтасинская свита включает морские и прибрежно-морские доломиты с прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников, мощность, по геофизическим данным, до 2500 м.

Верхнебавлинская серия относится к верхнему венду и представлена каировской свитой, состоящей из алевролитов, аргиллитов, песчаников, мощностью до 341 м.

1.2.1. Отложения палеозойско-мезозойского этапа

Девонская система распространена в Удмуртии повсеместно, представлена средним и верхним отделами.

Из среднего отдела развиты эйфельский и живетский ярусы. *Эйфельский ярус* в составе бийского горизонта распространен в южной части Удмуртии, сложен известняками и доломитами, мощность его до 49 м. *Живетский ярус* в составе старооскольского горизонта распространен почти повсеместно, исключая крайний запад УР, состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощность до 74 м.

Верхний девон представлен франским и фаменским ярусами. *Франский ярус* имеет мощность до 370 м и подразделяется на пашийский, кыновский, саргаевский, семилукский горизонты (нижний подъярус); бурежский, воронежский, евлановский, ливенский горизонты (верхний подъярус). В пашийском и кыновском горизонтах преобладают песчаники, алевролиты и аргиллиты. В вышележащих горизонтах господствуют известняки, доломиты, глинистые сланцы, аргиллиты. В целом для верхнего девона характерно наличие двух типов разреза: карбонатного и глинисто-карбонатного. Для первого свойственно господство светлоокрашенных известняков и доломитов; для второго - преобладание серых и темно-серых битуминозных известняков в сочетании с глинистыми сланцами и аргиллитами. Породы франского яруса нефтеносны в западной части УР (в т.ч. Областовское, Архангельское месторождения). Общая мощность яруса до 370 м. *Фаменский ярус* тоже сложен глинистыми и карбонатными породами мощностью до 150 м.

Каменноугольная система распространена в республике повсеместно и представлена всеми тремя отделами.

Нижний отдел подразделяется на турнейский и визейский ярусы. *Турнейский ярус* распространен повсеместно, за исключением крайней северной части Удмуртии. Турнейский ярус, как и верхний девон, представлен двумя типами разрезов: терригенно-карбонатным (известняки и аргиллиты) в Камско-Кинельской впадине; карбонатным (известняки с редкими прослоями доломитов) - за пределами Камско-Кинельской впадины. Местами отмечается нефтеносность (в т.ч. Мишкинское, Южно-Киенгопское). Мощность яруса до 425 м.

Визейский ярус представлен малиновским, яснополянским, окским и серпуховским надгорizontами, подразделяемыми далее на ряд горизонтов. Нижние горизонты сложены аргиллитами, алевролитами, песчаниками; верхние - известняками и доломитами. В бобриковском горизонте яснополянского надгорizontа имеются прослои каменных углей. Терригенные образования малиновского и яснополянского надгорizontов нефтеносны (в т.ч. Чутырско-Киенгопское, Грехинское, Вятское). Общая мощность яруса до 360 м.

Средний карбон представлен башкирским и московским ярусами. *Башкирский ярус* подразделяется на северо-кельтминский, прикамский, черемшанский и мелекесский горизонты. Отложения состоят из известняков, в подошве иногда с прослоями аргиллитов. Известняки нефтеносны (в т.ч. Мишкинское, Красногорское). Мощность от 42 до 63 м.

Московский ярус подразделяется на верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты. В составе преобладают известняки и доломиты, в нижних горизонтах с прослоями аргиллитов и мергелей, в верхних горизонтах - загипсованные и окременелые. Отложения нефтеносны совместно с башкирским ярусом (в т.ч. Мишкинское, Чутырско-Киенгопское, Зотовское). Мощность 180-330 м.

Верхний отдел на ярусы и горизонты не подразделяется. Слагается однородной толщей доломитов и известняков, мощность 102-169 м.

Пермская система распространена в УР повсеместно; подразделяется на нижний, средний и верхний отделы (рис.1.2).

Нижний отдел составляют ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы. *Ассельский ярус* сложен известняками и доломитами, часто окременелыми, с прослоями ангидрита и гипса. Мощность 46-79 м.

Сакмарский ярус подразделяется на тастубский и стерлитамакский горизонты. Первый представлен доломитами, загипсованными с прослоями ангидрита; второй - известняками с прослоями доломитов. Мощность 120-170 м.

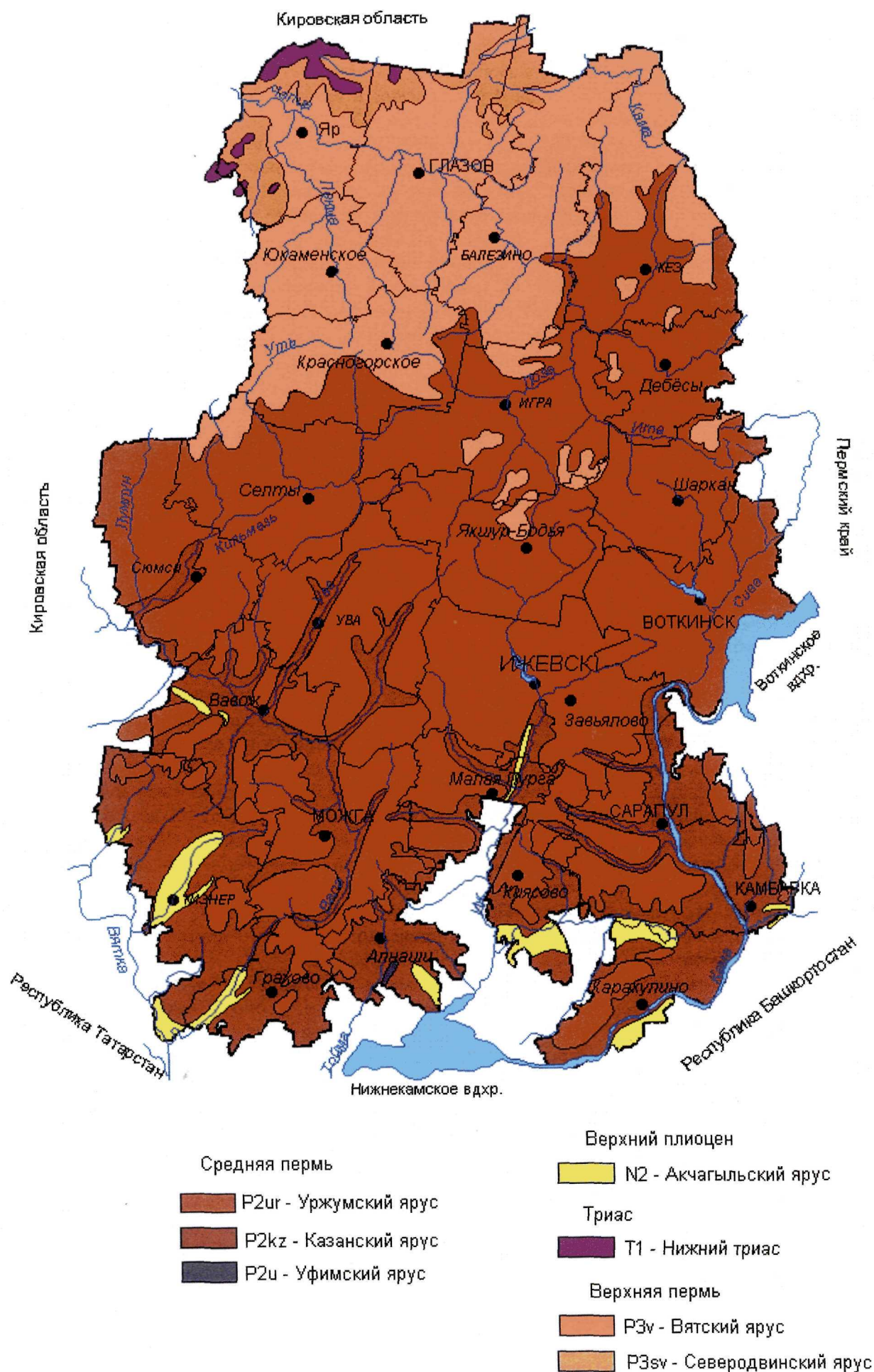


Рис. 1.2. Геологическое строение Удмуртской Республики

Артинский ярус, распространенный только в восточной части Удмуртии, состоит из доломитов, известняков и ангидритов с включениями гипса. Мощность до 20 м.

Кунгурский ярус подразделяется на филипповский и иреньский горизонты. Оба горизонта сложены доломитами, ангидритами, гипсами. Мощность до 65 м.

Средний отдел представлен тремя ярусами: уфимским, казанским и уржумским. Среднепермские отложения сформировались в период существования и активного разрушения молодых горноскладчатых сооружений Урала за счет их размыва. В этот период на территории Удмуртии преобладали континентальные сухопутные условия, периодически сменявшиеся озерными. Верхнепермские отложения отличаются значительной пестротой разреза, широким распространением поверхностей размыва, в том числе неровных, перерывов в осадконакоплении.

Уфимский ярус подразделяется на соликамский и шешминский горизонты. Первый представлен сероцветной толщей мергелей, глинистых известняков, доломитов с редкими прослоями ангидрита и гипса; второй составляют песчано-алевролитовые породы и глины, известковистые и загипсованные. Мощность от 114 до 230 м.

Казанский ярус распространен по всей территории Удмуртии; выходит на поверхность в южных и центральных районах. Представляет ритмически построенную, преимущественно красноцветную толщу конгломератов, песчаников, алевролитов, глин, мергелей, известняков (белебеевская свита). Каждый ритм начинается грубообломочными породами и заканчивается глинисто-карбонатными. Западнее территории Удмуртии (Кировская область, Татарстан) преимущественно терригенная красноцветная белебеевская свита фациально замещается сероцветными карбонатными и сульфатно-карбонатными казанскими отложениями морского и лагунно-морского происхождения; осадки данного фациального типа встречаются и в юго-восточных районах республики. Мощность яруса 110-225 м.

Уржумский ярус распространен в Удмуртии почти повсеместно, за исключением долинных участков в южных районах республики. Выходит на поверхность в пределах большей части территории республики. Так же как и казанский и уфимский ярусы, является ритмически построенной толщей красноцветных континентальных отложений. Подразделяется на нижнеустьинский, сухонский горизонты, а те в свою очередь на свиты и подсвиты, представляющие собой элементарные осадочные ритмы. В основании осадочных ритмов обычно залегают аллювиальные конгломераты и песчаники; вверх по разрезу они сменяются аллювиально-озерными и озерными алевролитами, глинами, мергелями, иногда известняками. Более поздние ритмы залегают на более ранних, нередко с резким и неравномерным размывом. Отдельные слои и линзы часто выклиниваются или замещаются на коротких расстояниях. Мощность яруса от 160 до 314 м.

Верхний отдел сохранился от размыва в северных районах Удмуртии, главным образом на водоразделах. Подразделяется на *северодвинский* и *вятский* ярусы. Верхнепермские отложения, так же как и среднепермские, являются континентальными и сформировались за счет разрушения горных сооружений Урала. Представляют собой ритмически построенные толщи красноцветных образований, отличающиеся от отложений уржумского яруса повышенной долей песчаников и конгломератов.

Общая мощность средне- и верхнепермских отложений достигает 440 м.

Триасовая система представлена **нижним отделом**; распространена на водоразделах в северных районах республики. Состоит из чередующихся красноцветных, иногда с фиолетовым оттенком, линзовидно залегающих песчано-гравийных и глинистых отложений. Нередко образует гравийно-галечные россыпи на поверхности водоразделов. Их мощность до 70 м.

1.2.2. Отложения неоген-четвертичного периода

Неогеновая система представлена в пределах Удмуртии только верхним отделом – **плиоценом**. Плиоценовые отложения залегают в нешироких, глубоко врезаемых долинах палео-Ижа, палео-Кырыкмаса, палео-Валы и других палеорек на юге и юго-западе Удмуртии (рис.1.2). В основании залегает сравнительно маломощный (до 4 м) песчано-галечный аллювий *шешминского* горизонта; вверх по разрезу его сменяют озерные и озерно-аллювиальные глины и алевриты *акчагыльского яруса*. Накопление их связано с трансгрессией Каспийского бассейна, происходившей 2-4 млн. лет назад. Акчагыльский ярус в Удмуртском Прикамье представлен 3 горизонтами. Нижний из них, *челнинский*, сформирован серыми и коричневыми озерными глинами, монтмориллонитово-хлоритового состава с четко выраженной ленточной слоистостью, с конкрециями пирита и глинистого сидерита, с прослоями алевритов. Выше по разрезу залегает *сокольский* горизонт. Его

составляют озерно-аллювиальные глины монтмориллонитово-хлоритового и гидрослюдистого состава, суглинки, алевроиты и пески. Завершают разрез акчагыла озерные отложения *чистопольского* горизонта - темные жирные глины монтмориллонитово-хлорит-гидрослюдистого состава с прослоями алевроитов. Верхние слои акчагыльского яруса размыты. Общая мощность плиоцена до 138 м.

Четвертичная система включает покров рыхлых отложений, почти повсеместно слагающий земную поверхность. Для Удмуртии наиболее существенной проблемой четвертичного периода является роль оледенений. Ранее считалось, что в пределах республики представлены как ледниковые, так и флювиогляциальные отложения. К ледниковым относили крупнообломочные отложения, формирующие водораздельные холмы («пуги»), либо залегающие в виде россыпей гальки и небольших валунов; к флювиогляциальным - песчаные покровы в западной и центральной частях Удмуртии. Исследованиями последних лет (Бутаков, 1986) установлено, что в составе водораздельных галечников Удмуртии представлены те же породы, что и в исходных пермских и триасовых конгломератах. Граница же максимального оледенения устанавливается по пределу распространения фенноскандинавских пород - нефелиновых сиенитов, гранитовых амфиболитов и др. и проходит в Кировской области и Республике Коми, по Северным Увалам. Песчаные покровы сформировались за счет выноса песков из речных долин Вятки, Кильмези, Валы, Сивы и других рек сильными ветрами во время ледниковых эпох и имеют эоловое происхождение.

Четвертичная система включает комплекс аллювиальных отложений в речных долинах (до 4 террас, сложенных галечниками, песками, супесями, суглинками, торфами общей мощностью до 30 м); сложно построенную толщу элювиально-делювиальных и делювиально-солифлюкционных суглинков, супесей и глин, эоловых песков и супесей на водоразделах; чехол оползневых, осыпных и делювиальных песчано-глинистых образований на склонах (рис.1.3).

На большинстве водоразделов и склонов Удмуртии залегают маломощные *элювиально-делювиальные* и *делювиально-солифлюкционные* суглинки с включением гравия, гальки и щебня из подстилающих верхнепермских пород. На пологих склонах речных долин, особенно в нижних частях, мощность *делювиально-солифлюкционных* суглинков возрастает до 10-15 м и более. Формирование их происходило в перигляциальном климате ледниковых эпох. Начальные стадии перигляциальных эпох характеризовались холодным и влажным климатом, благоприятствующим развитию солифлюкции, то есть течению переувлажненного грунта вниз по склону. В холодном сухом климате вторых половин ледниковых эпох солифлюкционные процессы замещались делювиальными. В теплые межледниковые эпохи поверхности склонов и водоразделов закреплялись растительностью и стабилизировались, на них формировались почвы. В дальнейшем при похолоданиях эти почвы могли перекрываться новыми слоями делювиально-солифлюкционных отложений и переходить в погребенное состояние. Вблизи песчаных покровов делювиально-солифлюкционные отложения в той или иной степени опесчанены за счет эолового привноса материала.

На территории Удмуртии выделяются несколько крупных песчаных массивов *эоловых отложений*. Они начинаются на восточных бортах крупных речных долин и вытянутыми, постепенно сужающимися, иногда разделяющимися полосами уходят на восток и северо-восток, («флажковая» форма). Это указывает на перемещение песчаного материала в восточном и северо-восточном направлениях. Вятский массив, начинаясь от нижней Вятки, пересекает водораздел ее с р. Валой и раздваивается. Северная полоса протягивается через бассейны Увы и Нылги, верховья Ижа и достигает долин Вотки и Сивы к северу от Воткинска (рис.1.3). Южная полоса достигает долины Ижа в его среднем течении, выходит на левобережье (Кенский лес). Кильмезский массив, имея форму клина, начинается от долины Вятки, проходит по правобережью Кильмези, пересекает водораздел с Чепцой и заканчивается в ее верховьях. Пески имеют преимущественно кварцевый состав, желтовато-серую и серовато-коричневую окраску, нередко с волнистой и кривой слоистостью. С запада на восток пески становятся все более мелкими и глинистыми. Мощность песков обычно невелика, от 1 до 7 м, но в пределах высоких дюн может достигать до 25 м (Бутаков, 1986).

К речным долинам приурочены *аллювиальные отложения*. В наиболее крупных долинах Камы, Чепцы. Вятки, Кильмези выделяется до 4 террас, относящихся ко всем трем звеньям плейстоцена. К нижнему плейстоцену относится аллювий венедской и орловской свит. Он залегают во врезках в коренные породы, на 15-25 м ниже уреза современных рек, и представлен в основном песками и галечниками. Мощность венедской свиты до 11 м, орловской до 16 м.

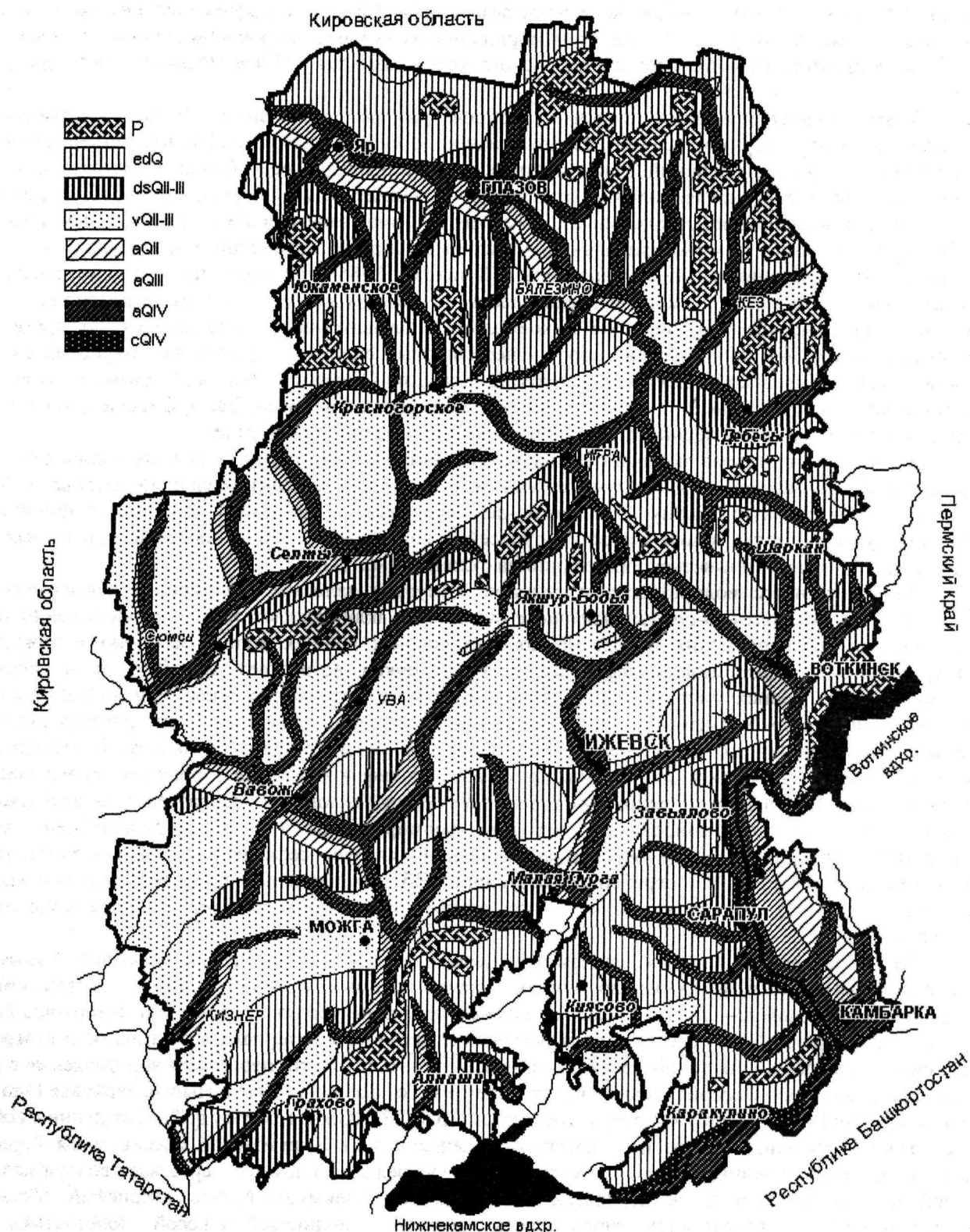


Рис. 1.3. Карта-схема четвертичных отложений Удмуртской Республики:

P – выходы дочетвертичных пород; edQ – нерасчлененные четвертичные элювиально-делювиальные отложения; dsQII-III – средне-верхнечетвертичные делювиально-солифлюкционные отложения; vQII-III – средне-верхнечетвертичные золотые отложения; aQII – среднечетвертичные аллювиальные отложения; aQIII – верхнечетвертичные аллювиальные отложения; aQIV – современные аллювиальные отложения

Средний плейстоцен представлен III и IV надпойменными террасами. Обе террасы имеют схожее строение: в нижних частях русловые пески с гравием и галькой, сформировавшиеся в теплом климате межледниковий. В кровле межледникового аллювия часто залегают старичные глины и суглинки, несущие следы сурового климата - морозобойные клинья, мерзлотные смятия (криотурбации) и т.п. Верхние части обеих террас содержат перигляциальный аллювий, сформировавшийся в суровых климатических условиях. Его основные особенности: преобладание слабо промытого песчано-алевритового и суглинистого материала, горизонтальная и мелковолнистая слоистость; палевая и желто-бурая окраска; бедность органическими остатками; постепенный переход вверх по разрезу и к бортам долины от аллювиальных отложений к делювиально-солифлюкционным, пролювиальным и эоловым. Мощность среднечетвертичного аллювия до 20-30 м.

Верхний плейстоцен представлен I и II надпойменными террасами. Эти террасы сложены русловыми песками и галечниками (нижняя часть разреза), пойменными и старичными суглинками и супесями (верхняя часть разреза). Мощность аллювия до 20 м. В вопросе о возрасте I и II террас имеются разночтения. Согласно преобладающей точке зрения II терраса относится к микулинскому и калининскому горизонтам, I терраса - к мончаловскому и осташковскому. Однако в Башкирском Предуралье на основе радиоуглеродных датировок установлен более молодой возраст этих террас: для II - мончаловско-раннеосташкинский, для I - позднеосташковско-раннеголоценовый.

К голоценовому (современному) горизонту относятся аллювиальные отложения, слагающие поймы рек, болотные (торф, илистые суглинки), а также обвально-осыпные и оползневые отложения крутых склонов, современные почвы.

1.3. История геологического развития

Отложения докембрия формировались на ранней стадии развития Русской платформы, когда большая часть ее представляла собой гористую или возвышенную сушу и подвергалась размыву. Осадконакопление происходило в авлакогенах, испытывавших устойчивые опускания. Один из авлакогенов - Калтасинский - занимал значительную часть территории Удмуртии и соседних регионов. Калтасинский авлакоген периодически подвергался морским трансгрессиям со стороны Уральского океана, разделявшего тогда Русскую и Сибирскую платформы.

В раннем палеозое (кембрий, ордовик, силур, частично девон) опускания в Калтасинском авлакогене закончились. Вся территория Удмуртии вошла в состав суши Русской платформы и стала подвергаться интенсивному размыву. В этот период территория востока Русской платформы еще не имела осадочного покрова и представляла собой щит. Жизнь в раннем палеозое была сосредоточена в морях. Не покрытая растительностью суша подвергалась интенсивной денудации и пенеппенизировалась.

В девоне и карбоне восточные районы Русской платформы опускались и многократно подвергались вторжениям эпиконтинентальных морских бассейнов, трансгрессировавших со стороны Уральского океана. В девоне и начале карбона это были открытые, но, как правило, мелководные морские бассейны, осадконакопление в которых определялось их глубиной, конфигурацией и интенсивностью поступления материала с суши. Когда трансгрессии сменялись регрессиями, береговая линия часто смещалась на значительные расстояния. Суша Русской платформы к этому времени была выровнена, и при регрессиях значительно распространились аккумулятивные низменности, периодически заливавшиеся морем. Жизнь, начиная с девона, появилась и на суше. В карбоне при отступлениях морей прибрежные низменности покрывались обширными болотистыми лесами. Их органические остатки послужили исходным материалом для угленакопления.

Начиная со среднего карбона, по мере развития процесса столкновения Русской и Сибирской литосферных плит и горообразования на Урале, затруднилась связь шельфовых морей Русской платформы с Мировым океаном. В условиях жаркого климата происходило их осолонение. Следствием этого стало появление и все более широкое распространение в разрезе сульфатных пород - гипсов и ангидритов.

В пермском периоде, когда на месте закрывшегося Уральского океана сформировались горные сооружения, открытые морские бассейны окончательно сменились полузамкнутыми и замкнутыми внутриконтинентальными морями и морями-озерами. Вследствие их сильного осолонения карбонатное осадконакопление часто и подолгу сменялось сульфатным, а местами и хлоридным.

Между горными сооружениями Урала и остаточными озерно-морскими бассейнами востока

Русской платформы располагалась наклонная предгорная аллювиально-пролювиальная равнина, подобная современному обрамлению гор Средней Азии. Стекавшие с высоких Уральских гор многочисленные реки образовывали дельты и конусы выноса, в которых отлагались наносы. Чем ближе было к Уралу либо чем выше поднимались его горные сооружения, тем более грубые осадки отлагались в Предуралье. При поднятиях предгорная равнина сама становилась областью размыва, при опусканиях - в той или иной степени уходила под уровень озер-морей. В конце пермского периода остаточные моря и озера востока Русской платформы прекратили существование, территория Предуралья стала областью денудации. В триасе на территории Удмуртии окончательно установился континентальный режим. Происходил размыв ранее сформировавшихся отложений.

В неогене тектонические поднятия неотектонического этапа обусловили формирование современных возвышенностей Высокого Заволжья и Предуралья и их долинное расчленение. В плиоцене (в ачкагыльский век) в южные и юго-западные районы республики по глубоко врезынным долинам ненадолго ингрессировал озерно-морской бассейн.

Важнейшей особенностью четвертичного периода была периодическая смена перигляциальных условий ледниковых эпох и умеренных гумидных обстановок межледниковий. По современным представлениям, ледники и потоки талых вод не достигали территории Удмуртии, но здесь создавались очень суровые климатические условия. Разные авторы выделяют от 4 до 7, некоторые даже до 9 циклов ледникового - межледникового. Ледниковья и межледниковья, в свою очередь, включали несколько выраженных в различной степени фаз похолодания и потепления, увлажнения и иссушения климата.

Представление о типичных межледниковых условиях дают и современные ландшафты региона. Важнейшая особенность умеренных гумидных условий межледниковых эпох - стабилизация склонов, выражающаяся в формировании на них почвенных горизонтов и непрерывного растительного покрова зонального типа. Эрозионные процессы сосредотачиваются в руслах постоянных и временных водотоков, на подмываемых склонах.

В перигляциальном климате ледниковых эпох происходила деградация древесной, а также в значительной степени и травянистой растительности, формировалась многолетняя мерзлота. Это влекло за собой активизацию экзогенных процессов, таких как делювиальный смыл и солифлюкционный снос на склонах, развевание ветром незакрепленной растительностью песчаных отложений речных долин. Обильное поступление за счет этих процессов мелкоземистого материала в реки вело к перегрузке их наносами и активной аккумуляции специфического перигляциального аллювия. Перигляциальные эпохи, как правило, начинались фазами умеренно холодного и влажного климата, благоприятствовавшего росту ледниковых покровов и развитию солифлюкционных процессов. Их сменяли фазы резко континентального, очень холодного и сухого климата, когда активизировались делювиальные и эоловые процессы, образование морозобойных клиньев. Поэтому эоловые пески часто залегают поверх делювиально-солифлюкционных суглинков. На востоке Русской равнины выделяются две фазы наиболее активного выноса песка из речных долин: днепровская в среднем плейстоцене и позднеосташковская в позднем плейстоцене. В конце ледниковых эпох климат оставался сухим, при этом происходило постепенное потепление, что создавало предпосылки для таяния ледников.

1.4. Полезные ископаемые и минеральные ресурсы

Полезными ископаемыми называют природные скопления минералов в земной коре, которые по своим свойствам могут быть использованы в народном хозяйстве. Скопления полезных ископаемых образуют **месторождения**, в том числе *промышленные*, то есть такие, которые по своим качественным и количественным характеристикам (качеству, запасам, условиям залегания) при данных технико-экономических условиях могут быть предметом промышленной разработки, и *непромышленные*, которые могут перейти в разряд промышленных при изменении технико-экономических условий (повышении цен на данный вид сырья, появлении более эффективной техники и технологии). Полезные ископаемые в составе промышленных месторождений образуют минерально-ресурсный потенциал территории.

Наряду с месторождениями существуют (причем значительно чаще) **проявления** полезных ископаемых, то есть небольшие скопления вещества, которое по своим качественным характеристикам удовлетворяет или почти удовлетворяет требованиям промышленности, но по количественным параметрам не могут быть предметом экономически эффективной разработки и не имеют такой перспективы.

По характеру использования и составу полезные ископаемые и минеральные ресурсы делятся на горючие, металлические (рудные) и неметаллические (нерудные). В процессе геологического изучения на территории Удмуртии выявлены различные виды минеральных ресурсов: горючие (нефть, каменный уголь), нерудные (строительные материалы, торф) и др. Количественная характеристика запасов полезных ископаемых и обеспеченности ими приводится по данным Государственного комитета УР по недрам (Государственный доклад, 2008) на начало 2007 г.

Нефть имеет наибольшее значение для республики среди минеральных ресурсов. По данным на 01.01.2007 г., ее начальные потенциальные запасы составляли 902,8 млн. т, из них около 34% (306,6 млн. т) запасов уже отобрано, 33% (302,5 млн. т) приходится на разведанные (по категориям А+В+С₁), 5% (45,9 млн. т) составляют предварительно оцененные (по категории С₂), остальные запасы – это перспективные (по категории С₃) и прогнозные (по категории D₁+D₂) ресурсы, в сумме составляющие 248,3 млн. т. Месторождения нефти приурочены, главным образом, к отложениям нижнего и среднего карбона.

Более 60% запасов нефти Удмуртии относятся к категории трудноизвлекаемых, а большая часть нефтяных месторождений к сложнопостроенным, имеющим осложненные физико-геологические условия в продуктивных пластах. К факторам, осложняющим освоение нефтяных месторождений Удмуртии относятся: преобладание трудно поддающихся воздействиям карбонатных коллекторов, содержащих тяжелые, высоковязкие нефти, сильная геолого-литологическая расчлененность коллекторов, многопластовость месторождений, наличие газовых шапок и больших водоплавающих зон, низкое газосодержание в нефтях, значительное содержание смол и парафина (Котенев и др., 1998). Сложные условия добычи стимулировали ускоренное по сравнению с другими регионами внедрение прогрессивных способов добычи, в том числе бурение горизонтальных скважин, технологии теплового и паротеплового воздействия на залежи, закачку полимерных растворов и др. (Кудинов, 1995). Тем не менее, после максимума (в середине 1980-х гг. более 12 млн. т) добыча нефти в Удмуртии неуклонно снижалась и в 2000 г. достигла минимальной величины - 7,68 млн. т в год. В последние 5 лет добыча нефти ежегодно увеличивалась и в 2007 г. составила 10,36 млн. т. По состоянию на 01.01. 2008 г. на территории УР выявлено 118 месторождений нефти, из которых 75 находятся в разработке, 33 подготовлены к промышленному освоению, 9 – в разведке и одно законсервировано. В настоящее время в Удмуртии выявлены 94 нефтепромысловые структуры с геологическими запасами 1941,6 млн.т. Поисково-разведочные работы на нефть продолжаются, но прирост запасов отстает от темпов добычи. Средства от добычи нефти являются в настоящее время важнейшим источником пополнения бюджета республики, в связи с чем одной из главных задач нефтяной отрасли является недопущение падения добычи нефти, несмотря на истощение запасов.

При существующем уровне добычи республика обеспечена разведанными запасами нефти всего на 43 года. Наиболее крупные нефтяные месторождения располагаются в Игринском, Шарканском, Воткинском и Якшур-Бодьинском районах (Чутырско-Киенгопское, Мишкинское, Красногорское) и Каракулинском районе (Арланское, Вятское, Ельниковское) (рис.1.4). Перечисленные крупные месторождения находятся в разработке более 20 лет и в значительной степени выработаны. Крупные запасы нефти разведаны и в настоящее время осваиваются в Дебесском, Камбарском, Кезском и Красногорском районах. Небольшие месторождения выявлены почти во всех районах республики. Имеются перспективы дальнейшего выявления небольших, но имеющих промышленное значение месторождений нефти, способных в совокупности составить значительные запасы.

Месторождения **каменного угля** широко распространены в южных и юго-восточных районах Удмуртии (Алнашском, Каракулинском, Камбарском) (рис.1.4). Пласты каменного угля хорошего качества, с общими запасами более 30 млрд. т (прогнозные ресурсы около 420 млн. т), приурочены к отложениям нижнего карбона и залегают на глубинах от 1000 до 1600 м. Мощность угольных пластов достигает 40 м. Эти угли из-за большой глубины залегания и необходимости значительных средств для освоения пока не рассматриваются как объект добычи. В отдаленной перспективе, при изменении экономической ситуации, их можно будет использовать в качестве энергетического или химического сырья. Возможна также подземная газификация, хотя реализация такого способа добычи проблематична, в частности по экологическим соображениям.

Угольные пласты Камбарского угленосного района залегают на глубине 1300 – 1500 м, развиты на площади около 1000 км², их толщина достигает 15 – 40 м. Прогнозные ресурсы каменных углей этого района составляют более 2 млрд. т. Угли длиннопламенные, гумусовые. Пласты сложены матовыми разностями дюренового, клярэндюренового типа и по свойствам близки углям Кизеловского бассейна.

Бурые угли (углистые сланцы). Казаковский угленосный район (Алнашский район) характеризуется наличием бурых углей (запасы более 1 млрд. т) в казанских отложениях верхней перми – Голюшурминское месторождение (запасы около 220 тыс. т) и каменных углей в отложениях визейского яруса нижнего карбона. Пласты бурых углей залегают здесь на глубине от 2 до 70 м от дневной поверхности. В годы Великой Отечественной войны эти угли разрабатывались штольнями, а добытый уголь использовался для местных нужд.

В Вавожском районе в плиоценовых озерно-аллювиальных отложениях, на глубинах от 2 до 17 м, выявлены торфоподобные бурые угли. Прогнозные запасы до 20 млн. т (Природные..., 1995), что для такого полезного ископаемого, как уголь, немного. Теплотворная способность торфоподобных бурых углей невысока; линза их приурочена к речной долине и обводнена. В этих условиях, при наличии в России значительных запасов углей более высокого качества и в лучших горно-геологических условиях, причем в районах, где имеется соответствующая инфраструктура, разработка бурых углей Алнашского и Вавожского районов на обозримую перспективу не целесообразна как по экономическим, так и по экологическим соображениям.

Нерудные полезные ископаемые являются второй составной частью минерально-ресурсной базы экономики Удмуртии. Значительная часть нерудных полезных ископаемых относится к категории общераспространенных, и их общие запасы многократно превышают разведанные (пески, глины). Разведка и опробование общераспространенных полезных ископаемых проводится там, где в них существует практическая потребность.

Среди нерудных полезных ископаемых Удмуртии представлены: глинистые породы для производства кирпича, керамического камня и керамзитового гравия, песчано-гравийные смеси и пески для строительных целей и для производства силикатных изделий, формовочные и стекольные, карбонатные породы для производства щебня и известняковой муки, торф для сельского хозяйства и на топливо, лечебные грязи (рис.1.4). На территории Удмуртии в настоящее время выявлено 836 месторождений и 320 проявлений общераспространенных полезных ископаемых.

В пределах республики на 01.01. 2007 г. выявлено 97 месторождений и 16 проявлений **глинистого сырья**, с суммарными разведанными запасами 230,7 млн. м³. Разрабатывается 19 месторождений. Обеспеченность данным видом сырья при существующем уровне добычи 200 лет.

Глины керамзитовые разведаны на 21 месторождении в Воткинском и Завьяловском районах с запасами свыше 70 млн. м³. Обеспеченность данным видом сырья 130 лет. Имеется также ряд неразведанных месторождений глин для производства буровых растворов.

Карбонатные породы (известняки). В Удмуртии выявлено 46 месторождений известняков с запасами и прогнозными ресурсами 8,7 млн. м³, которые используются для производства известняковой муки. Имеется также значительное число непромышленных месторождений и проявлений. Обеспеченность данным видом сырья 65 лет. Карбонатные породы для производства щебня и бутового камня представлены 14 месторождениями, расположенными в Алнашском, Можгинском, Шарканском и Селтинском районах с общими запасами и прогнозными ресурсами 40,5 млн. м³. Обеспеченность запасами 235 лет. Имеется одно разведанное месторождение флюсовых известняков с запасами 645 тыс. т; в настоящее время не разрабатывается.

Наибольшие объемы добычи нерудных материалов приходится на **песчано-гравийную смесь (ПГС)**. В республике в настоящее время выявлено 141 месторождение песчано-гравийных материалов с запасами 917 млн. м³. Это главным образом небольшие скопления ПГС, приуроченные к «пугам». «Пуговые» месторождения характеризуются более высоким, чем аллювиальные, содержанием глинистого материала (до 40-50%). Наиболее крупные месторождения приурочены к современным отложениям рр. Кама, Чепца, Сива. Однако до 80% их запасов приходится на единственное в республике крупное месторождение - Волковское, находящееся на р. Каме, в Воткинском районе. В значительных объемах добыча ПГС осуществляется и на других месторождениях в русле р. Камы. Обеспеченность разведанными запасами ПГС составляет 110 лет.

Пески различного качества, пригодные для разных практических целей, приурочены к эоловым песчаным покровам и аллювиальным отложениям речных долин, образуют в целом значительные скопления. По качеству большинство песков относится к мелкозернистым кварцевым с низким и средним содержанием глинистой составляющей. *Пески строительные* сосредоточены в 29 разведанных месторождениях с общими запасами 80 млн. м³, а также в многочисленных неразведанных месторождениях. Обеспеченность разведанными запасами составляет 150 лет. Основные объемы добычи (до 500 тыс. м³) приходятся на месторождение Селычка IV. Перспективными для выявления новых месторождений песков являются долины рр. Кильмезь и Вала.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

- Нефть
- Азотный газ
- Каменный уголь
- Бурый уголь
- Песок:
- Строительный
- Формовочный
- Кварцевый
- Песчано-гравийная смесь
- Глинистое сырьё
- Известняк:
- △ Для известняковой муки
- ▲ На строительный щебень
- ▲ На бутовый камень
- Торф
- Проявления минеральных красок:
- Охра
- Волконскоит
- Минеральные источники

Масштаб 1 : 1 300 000
в 1 сантиметре 13 километров

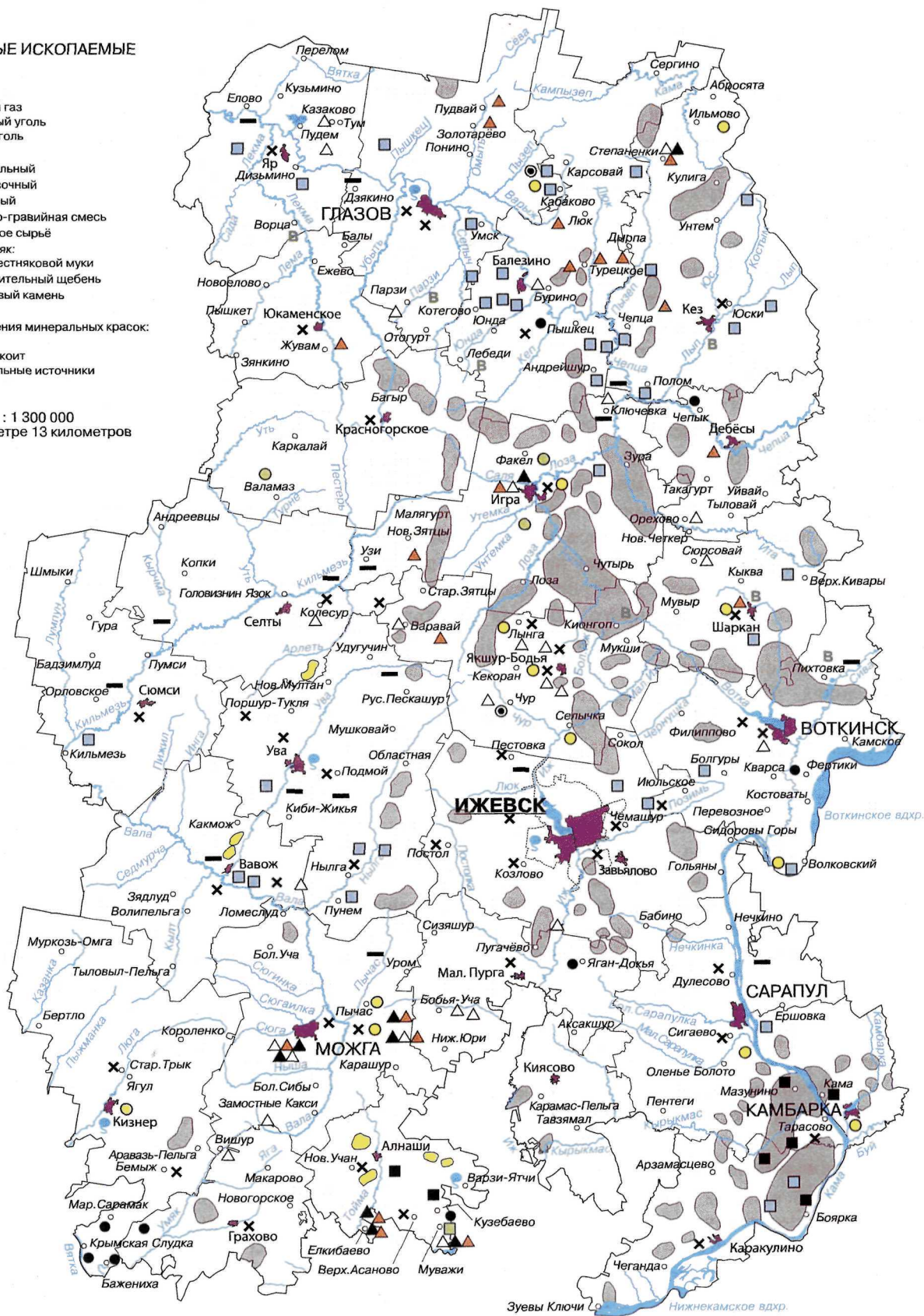


Рис. 1.4. Полезные ископаемые Удмуртской Республики

859658

Дефицитны для республики высокопрочный щебень, стекольное сырье, гипс, карбонатное сырье на известь и др. Поэтому одной из задач геологоразведочных работ на нерудное сырье является комплексное изучение местного сырья и выявление новых месторождений общераспространенных полезных ископаемых для удовлетворения потребностей строительного комплекса и сельского хозяйства (Природные..., 1995).

Торф. В республике разведано 725 торфяных месторождений с общими запасами 175,4 млн: т при условной влажности торфа 40%.

Около 13% запасов торфа сосредоточено на месторождениях Орловское, Узи, Чибьяншур-Егоровцы, расположенных в пойме р. Кильмези и ее притоков. Широко распространены малые месторождения площадью 1-10 га. Зольность торфа почти повсеместно достигает 35%. Торф пригоден и используется для приготовления удобрений и топлива. Добыча торфа осуществляется в Ярском, Увинском, Кезском, Игринском, Сюмсинском, Завьяловском, Яжшур-Бодьинском, Воткинском, Сарапульском и Можгинском районах. В последние десятилетия в связи с переводом ТЭЦ и котельных на природный газ и мазут потребности в торфе сократились, и ряд ранее действовавших торфопредприятий было закрыто или перепрофилировано.

В отдельных случаях, при воздействии на торфяные залежи восходящих потоков сульфатных вод, образовались торфа особого состава, в связи с целебными свойствами получившие наименование **лечебные грязи** (Варзи-Ятчи, Юськи).

Минеральные воды сульфатно-хлоридно-натриевого и хлоридно-натриевого состава распространены на значительных площадях. Отдельные разновидности минерализованных вод зоны замедленного водообмена (глубины 100-250 м) могут применяться в лечебных целях как минеральные и столовые питьевые. Среди них известна вода Ново-Ижевского источника (скважины глубиной 225 м), имеющая минерализацию 15,7 г/дм³ и состав, сходный с водой источника «София» курорта Трускавец на Украине. С меньших глубин (130- 150 м) выведена вода с минерализацией 4-5 г/ дм³, с преобладанием катионов натрия, калия, магния и анионов: хлоридного, сульфатного и гидрокарбонатного. Таковы воды на территории дома отдыха «Машиностроитель» и скважин на территории Сарапульского электрогенераторного завода. В южных районах республики, в пределах тектонических поднятий, пригодные для лечебных целей сульфатные воды встречаются и на меньших глубинах: около 20 м (Варзи-Ятчи), 50 м (Голышурма) и др.

Воды с минерализацией от 1 до 15 г/дм³ распространены в верхне- и нижнепермских отложениях. По своим свойствам они относятся к лечебно-питьевым минеральным водам. Эксплуатационные запасы этих вод оценены по 4 месторождениям в 1566 м³/сут. Используются санаториями «Варзи-Ятчи», «Ува», «Металлург», «Строитель» и заводом минерально-фруктовых вод «Серебряные ключи». По химическому составу они гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые. Верхнесреднекаменноугольные отложения содержат хлоридные натриевые и кальциево-натриевые йодо-бромные рассолы бальнеотерапевтического использования, преимущественно обогащенные сероводородом с минерализацией до 250-280 г/дм³. В республике имеются 3 месторождения (Ижевское, Увинское и Кизнерское) с утвержденными эксплуатационными запасами в 141,0 м³/сут. В нижнекаменноугольных и девонских отложениях распространены крепкие хлоридные кальциево-натриевые бессероводородные рассолы, содержащие высокие концентрации йода-брома. По 2 месторождениям (Варзи-Ятчинское и Кизнерское) их эксплуатационные запасы оцениваются в 133,0 м³/сут. Глубинные рассолы, залегающие в зоне весьма замедленного водообмена (глубины от 200-300 м и более) содержат в значительных количествах йод, бром, иногда сероводород и могут применяться в лечебных целях для ванн (например кизнерская минеральная вода).

Возможности добычи минеральных вод на территории Удмуртии в целом значительны (как и во многих других регионах) и лимитируются, главным образом, потребностью населения.

Проявления полезных ископаемых.

Волконскоит - редкий минерал красивого зеленого цвета, который может применяться для получения высококачественной краски. Удмуртия - один из немногих регионов мира, где имеется этот минерал. Значительных скоплений, которые представляли бы промышленный интерес, данный минерал не образует. Проявления известны в Базинском (Ахмадиевское), Глазовском (Татарско-Парзинское), Дебесском (Винокуровское и Пихтовское), Кезском (Ухтымское), Шарканском (Ново-Шарканское), Яжшур-Бодьинском (Киенгопское) районах.

Природные газы в Удмуртии сопровождают нефтяные месторождения. Выявленные на территории Удмуртии газовые залежи обладают повышенным содержанием азота (83 – 99%) и

незначительным (10 – 12%) содержанием углеводородов. Растворенный же в нефти попутный газ характеризуется содержанием углеводородов более 57%. Всего на территории республики выявлено с различной степенью достоверности 45 месторождений газа. Газовые залежи приурочены к отложениям среднего и верхнего карбона и нижней перми. Глубина залегания от 500 до 1200 м. По состоянию на 01.01. 2007 г. разведано 13 месторождений азотного газа с запасами промышленных категорий 33, 742 млн. м³.

Рудные полезные ископаемые представлены проявлениями железа, меди, марганца. Проявления **железных руд** (сидерит, лимонит) отмечены на правом берегу Чепцы (обрамление Омутнинского месторождения в Кировской области). Проявления **марганцевой руды** (пирролюзит) зафиксированы в Кезском и Якшур-Бодьинском районах. Скопления этих металлов, отвечающие современным требованиям промышленности к запасам и качеству сырья, как и перспективы их выявления, отсутствуют.

Проявления медных руд (медистые песчаники в красноцветных отложениях казанского яруса) распространены в юго-западных районах Удмуртии. Рудные минералы представлены хризоколлой, малахитом, азурином, халькозином, реже купритом и халькопиритом. Приурочены они к песчаным отложениям серого и зеленовато-серого цвета татарского и казанского ярусов верхней перми. Содержание меди в породе 1,3-3%, но рудные пропластки не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются. В XVIII-XIX вв., при ручной технологии и ничтожных, по современным меркам, объемах добычи, на местных рудах работали медеплавильные заводы - Бемыжский и Варзино-Алексеевский, а также ряд предприятий на современных территориях Татарстана, Башкортостана, Пермской области. Во 2-й половине XIX в. добыча была прекращена ввиду нерентабельности. В последующий период неоднократно проводились поисковые работы, предпринимались попытки выявления промышленных запасов, в том числе в Кизнерском районе. В настоящее время перспективы выявления в регионе скоплений медных руд, которые представляли бы промышленный интерес, оцениваются неоднозначно, но преимущественно скептически.

2. РЕЛЬЕФ

2.1. Основные черты орографии

Рельеф, по признанию большинства географов, наряду с геологическим субстратом является одним из ведущих факторов, определяющих дифференциацию земной поверхности на природные комплексы или ландшафты. Этим объясняется значительное по объему место, выделенное в книге описанию рельефа.

Историю формирования рельефа, в отличие от других компонентов ландшафта, трудно понять в рамках административных делений. Будучи тесно связанным с тектоническими структурами того или иного ранга, не укладывающимися в границы административных делений, рельеф, для правильного понимания своего происхождения, часто «просится» выйти за пределы родного края. Он является детищем цельных, крупных орографических образований, имеющих тесную пространственную и генетическую связь со структурно-геологической основой территории. Одним из таких цельных орографических образований на востоке Русской равнины является Вятско-Камское междуречье, на площади которого расположена территория Удмуртии. Поэтому мы рассматриваем строение рельефа не только в границах Удмуртии, а всего Вятско-Камского междуречья. В главе последовательно освещаются орография рельефа, происхождение его ярусности и история становления Камской эрозионной системы, весьма интересной и богатой геоморфологическими событиями.

Орография, как известно (Тимофеев и др., 1977), является разделом геоморфологии, в котором изучается взаимное расположение крупных форм рельефа, а также их размеры, высоты и направления. Именно по этим признакам производится орографическая систематизация и классификация крупных форм рельефа вне зависимости от их происхождения.

Общие черты орографии земной поверхности установлены давно. Однако в последнюю четверть XX в. географам стали доступны новые материалы, прежде всего снимки земной поверхности, полученные из космоса. Они стали новым источником информации для расшифровки строения сложных геологических структур и их орографического выражения в рельефе земной поверхности.

Вятско-Камское междуречье (рис. 2.1), площадью около 150 тыс. км², является небольшой частью обширной (более 0,5 млн. км²) территории Камского водосборного бассейна. В контурах последнего располагаются самые разные по строению и происхождению геологические структуры. Структурной основой самого междуречья служит восточный склон Русской платформы и Предуральский прогиб.

В орографии востока Русской равнины Вятско-Камское междуречье представляет собой определенную аномалию, прежде всего, по своей конфигурации. Истоки обеих рек, Камы и Вятки, располагаются в пределах Верхнекамской возвышенности на близких широтах (около 58° с.ш.). Абсолютные отметки истоков Камы составляют 280 м, Вятки – около 240 м. Они расположены всего на удалении около 100 км друг от друга. В верхнем течении обе реки текут на север: протяженность Вятки составляет здесь чуть более 100 км, Камы – около 175 км. На указанных расстояниях от истоков обе реки выходят в четко выраженную субширотную низину. Это – Лойно-Слободская низина¹. В пределах нее реки меняют свои направления строго в противоположные, заимствуя простирающиеся низины.

Кама выходит в пределы Лойно-Слободской низины на абс. отметках 145-150 м. Около с. Лойно русло Камы поворачивается на восток-северо-восток и на протяжении около 110 км дренирует восточную часть низины с абс. отметками 115-120 м. Ниже устья р. Пильвы русло Камы делает повторный резкий изгиб и далее до г. Пермь, на протяжении более 150 км, течет в меридиональном направлении. У г. Пермь абс. отметка русла Камы составляет 85 м. Здесь оно меняет свое меридиональное направление на юго-западное и сохраняет его до с. Докша, на протяжении около 200 км. Ниже Докши, вплоть до устья р. Белой, течение Камы вновь приобретает общее меридиональное направление. Правда, между г. Сарапул и с. Чеганда долина Камы образует крупную излучину – «*Сарапульскую луку*». Вершина излучины по отношению к ее «основанию» сдвинута на восток более чем на 30 км. Кама и Белая сливаются на абс. отметке² 57 м. Ниже устья Белой Кама меняет общее направление течения на субширотное – восток-юго-восточное. Примерно через 130 км от устья Белой Кама на

¹ Относительно крупным безымянным орографическим образованиям для удобства использования в этой работе присвоены собственные географические названия.

² Отметки слияния русел сняты с карт, составленных до строительства каскада Камских водохранилищ.

абс. отметке 53 м принимает Вятку, повернувшую от нее в противоположную сторону в Лойно-Слободской низине.

Вятка входит в эту низину в районе пос. Кирс на абс. отметках около 145 м. Выйдя в низину, река заимствует ее субширотное простираие и течет в запад-юго-западном направлении на протяжении около 250 км до г. Котельнич. Абс. отметки русла на этом участке снижаются от 145 до 100 м. В западной части Лойно-Слободской низины, от устья р. Черная Холуница до г. Котельнич, Вятка пересекает крупный орографический узел, образованный сочленением Вятского Увала, Красногорской возвышенности и Северных Увалов. Река формирует здесь несколько крупных первичных врезанных меандр. Ширина пояса врезанных меандр составляет 20-30 км. Морфология речной долины (см. раздел 2.3) однозначно свидетельствует, что река пересекает здесь место сочленения новейших структур, сформировавшихся позднее или, по крайней мере, не раньше ее заложения. Около г. Котельнич Вятка резко меняет направление течения. Она поворачивается на юго-юго-восток и сохраняет его на протяжении около 350 км, вплоть до впадения в Каму. Сливаясь с Камой, Вятка смыкает контур междуречья. Последний приобретает форму грубой, деформированной трапеции (рис. 2.1).

Замкнутость составляет одно из своеобразий Вятско-Камского междуречья. Это своеобразие объясняется сложной историей становления современного рисунка Камской речной системы (Илларионов, 2006).

Вятско-Камское междуречье представляет собой приподнятую часть Русской равнины, постепенно переходящую в возвышенности и кряжи Предуралья. В пределах него на физико-географических картах обычно выделяют северную часть Вятского Увала, Верхнекамскую, Можгинскую и Сарапульскую возвышенности. Естественными границами между этими положительными орографическими элементами являются обычно долины крупных и средних рек (Камы, Вятки, Ижа). Анализ высотного положения водоразделов и рисунка эрозионной сети показывает более сложный характер орографии междуречья.

Все водоразделы Вятско-Камского междуречья являются в данном случае внутриводораздельными, то есть принадлежат бассейну Камы. Они подразделяются на несколько порядков. Водоразделы I порядка разделяют бассейны крупных и средних рек. От них отходят водоразделы II порядка. Последние в свою очередь служат местом сочленения водоразделов III порядка и т. д. (рис. 2.2). Как видно из рисунка, размерность водоразделов обратная размерности водотоков, принятой в классификации Филофова-Штралера.

В результате анализа высотных отметок водоразделов выявлено:

1) их ступенчатое строение, отмеченное в работах предыдущих исследователей (Поверхности..., 1974). С разной степенью выраженности картируются три уровня: *верхний* на абс. отметках 250 м и более; *нижний* – отметки 180-220 м и *придолинный* с абс. отметками 140-160 м. В геоморфологической литературе верхний уровень получил название «верхнее плато», а нижний – «нижнее плато». Придолинный уровень некоторые исследователи (Илларионов, 2001) именуют «поверхностью (или «уровнем») плейстоценовой планации»;

2) определенная корреляция между сохранностью уровней в современном рельефе от их принадлежности к водоразделам разного порядка;

3) пространственная группировка высотных отметок, свидетельствующая о наличии систем наложенных друг на друга орографических образований различной ориентировки.

В результате систематизации типов слияния водотоков между собой или рисунка водотоков в водосборном бассейне выявлено несколько типов слияний: *нормальный*, характерный для водотоков с древовидным рисунком; *прямоугольный*; *перистый нормальный* (двухсторонний); *перистый* односторонний; *диагональный*; *хордовый*; *веерообразный*; *центробежный* и *центростремительный*. Вариации этих типов слияний водотоков в водосборном бассейне приводит к образованию *беспорядочного* типа.

Весьма информативным для понимания орографии оказалось изучение явления *асимметрии* водосборных бассейнов. Выявлены разнообразные типы асимметрии водосборных бассейнов: по численности водотоков, по их рисунку, протяженности, типу сопряжений и другим признакам. Таким образом, водотоки разных порядков и разделяющие их водоразделы в сочетании создают весьма специфические образования земной поверхности. Часто они обособляются в отдельные *блоки*. Они названы нами *орогидрографическими* (Илларионов, 2004). Среди них мы выделяем внутриводораздельные, бассейновые и межбассейновые. Подобно водотокам и водоразделам они разнопорядковые.

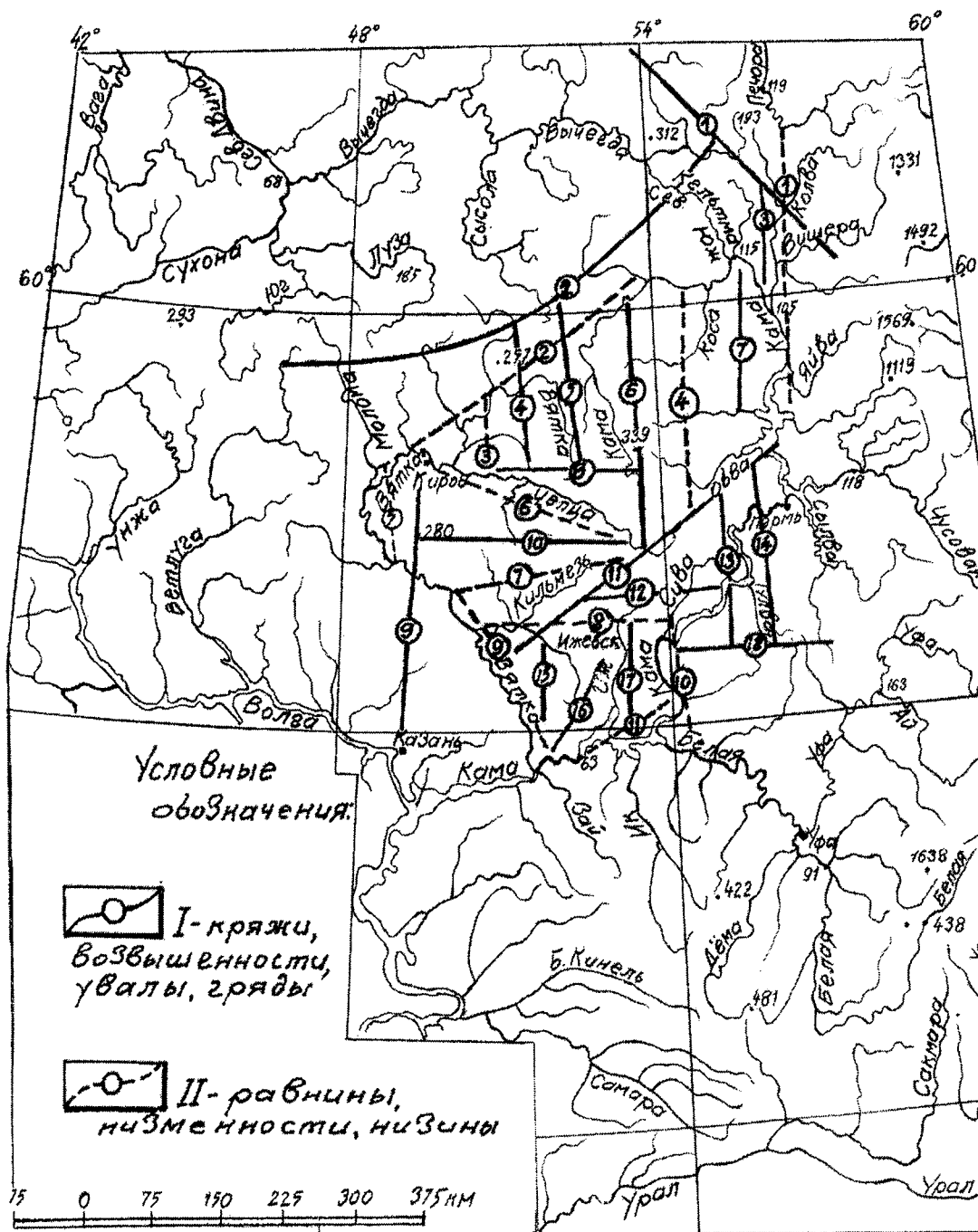


Рис. 2.1. Орография Вятско-Камского междуречья и сопредельных территорий: I. Кряж: 1 - Полюдов; возвышенности: 3 - Чердынская, 1 - Велвинская, 10 - Красногорская, 11 - Лысьво-Тыловая, 13 - Оханская, 14 - Тулвинская, 15 - Можгинская, 17 - Сарапульская, 18 - Усинская; Увалы: 2 - Северный, 6 - Кулиго-Чуртанский, 9 - Вятский; гряды: 4 - Черно-Холуницкая, 5 - Верхнекамская, 8 - Кулиго-Пудемская, 12 - Шаркано-Мултанская, 16 - Грахово-Пычасская; II. Равнины: 3 - Бело-Холуницкая, 4 - Кудымкарская, 9 - Привятская; низменности: 1 - Соликамско-Вишерская, 5 - Кишкильская, 7 - Кильмезская, 10 - Камско-Бельская; низины: 2 - Лойно-Слободская, 6 - Чепецкая, 8 - Центрально-Удмуртская, 11 - Кырымасская

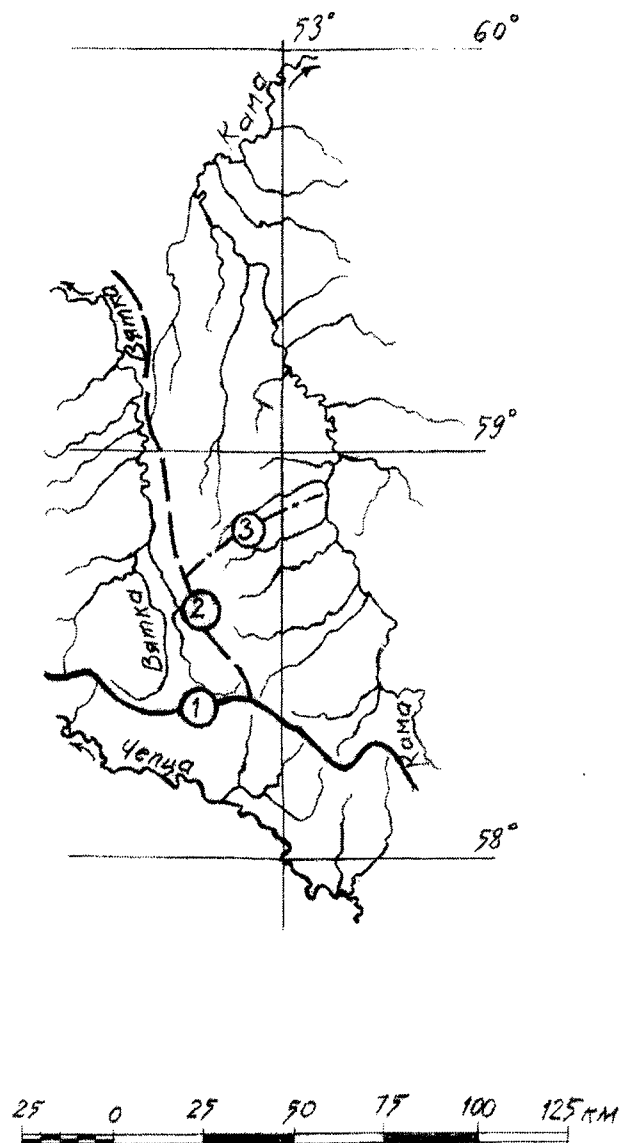


Рис. 2.2. Обозначение водоразделов: 1 - первого, 2 - второго и 3 - третьего порядков

Вятско-Камское междуречье в целом можно разделить на три части – северную, центральную и южную.

1. **Северная** часть Вятско-Камского междуречья примыкает к Северным Увалам, отделяясь от них узкой полосой Лойно-Слободской низины.

1.1. **Лойно-Слободская низина** сыграла важную роль в выработке общей конфигурации Вятско-Камского междуречья. В настоящее время она является сквозной. Низменное пространство протяженностью около 50 км, разделяющее в пределах низины долину Камы от долины Вятки, располагается на абс. отметках 145-150 м. Оно представляет собой мертвую ложбину, врезанную на глубину не менее 75 м по отношению к водораздельным пространствам. Эта мертвая ложбина является связующим звеном низины – ее восточной (Лойненской) и западной (Слободской) частей. В литературе она известна под названием Кирсинской (Дедков, Стурман, 1992). В настоящее время Лойно-Слободская низина отделяет восточную часть Северных Увалов от Верхнекамской возвышенности. Однако до образования низины эта часть Русской равнины была, по-видимому, ее крупным орогидрографическим узлом. Здесь сходятся ее крупные орографические элементы: меридиональная Верхнекамская возвышенность, Северные Увалы широтного простираения и Тиманский кряж, вытянутый диагонально в северо-западном направлении. Структурная предопределенность образования этих орографических элементов очевидна. В расчленении этого

показано на карте

крупного орографического узла Русской равнины существенную роль сыграли события плейстоцена. Абсолютные отметки наиболее низких частей Лойно-Слободской низины соответствуют поверхности плейстоценовой планации. При пересечении упомянутого орографического узла ширина низины сужается местами до 3,5-5,0 км. Доказано западное направление стока, сформировавшего мертвую Кирсинскую ложбину (Дедков, Стурман, 1992). Это связано со сбросом талых ледниковых вод из Тимшерского подпрудного озера в бассейн Вятки. Ряд признаков, особенно прямоугольно-решетчатый, «незрелый», рисунок речной сети, однозначно свидетельствует о молодом облике орографии этого района востока Русской равнины. Свои современные черты она приобрела, по-видимому, не раньше второй половины плейстоцена.

Северная часть Вятско-Камского междуречья подразделяется на три части, существенно отличные друг от друга по своему орографическому строению. Они названы Бело-Холуницкой равниной, Верхнекамской возвышенностью и Предуральской равниной (см. рис. 2.1).

1.2. *Бело-Холуницкая равнина* соответствует в целом водосбору бассейна одноименной реки. Орографическую основу равнины составляет уровень нижнего плато с абс. отметками 180-200 м. В контуры плато вдоль левобережных притоков Белой Холуницы вклинивается поверхность плейстоценовой планации, весьма неприхотливая по своим плановым очертаниям. Вследствие этого уровень нижнего плато расчленяется на отдельные останцы. Высота вершин останцов колеблется в пределах 200-220 м, а в верховьях Белой Холуницы превышает даже 240 м. Здесь они являются сниженными фрагментами верхнего плато. Наблюдается хорошая согласованность простираний останцов нижнего плато от рисунка современной эрозионной сети. Для некоторых участков равнины характерно доминирующее северо-восточное простирание орогидрографических элементов. Иную природу имеют, очевидно, мелкие холмы, осложняющие поверхность некоторых крупных останцов. Длина их обычно не превышает 1,2-1,5 км при ширине 0,2-0,7 км. Относительное превышение вершины холмов над прилегающей местностью составляет 10-15 м. Своим обособлением эти холмы обязаны геологическому субстрату. Пространственно они соответствуют местам выхода на дневную поверхность песчаников и конгломератов верхнепермского или нижнетриасового возраста. Эти останцовые холмы представляют собой типичные пуги (Кротов, 1885; Нагайцев, 1978; Дедков и др., 1983).

1.3. *Верхнекамская возвышенность* занимает северную часть Вятско-Камского междуречья примерно между 51°40' -53°30' в.д. Ее исходная, вершинная поверхность представлена уровнем верхнего плато. Анализ абс. отметок свидетельствует об одновременном уклоне Верхнекамской возвышенности с востока на запад с перекосом на северо-восток. Морфологический облик ее поверхности определяется строением четырех, относительно хорошо обособившихся орогидрографических блоков: Черно-Холуницкой гряды, Верхнекамской гряды, Кулиго-Чуртанского Увала и Кулиго-Пудемской гряды.

1.3.1. *Черно-Холуницкая гряда* располагается по правобережью одноименной реки. Она представляет собой водораздел II порядка между бассейнами Черной Холуницы и Вятки. Направление водораздела меридиональное, протяженность около 75 км. Водораздел резко асимметричный; его гребень сильно «сдвинут» на запад в сторону Черной Холуницы. Абсолютные отметки гребня водораздела снижаются на север от 280 до 250 м. Севернее широты пос. Песковка «основа» гряды представлена уровнем низкого плато, несущим на себе редкие, сниженные останцы верхнего плато с абс. отметками 230-240 м. Короткий (3,5-5 км) западный склон водораздела, обращенный к Черной Холунице, имеет вид куэсты. Восточный склон водораздела, шириной 30-35 км, расчленяется многочисленными левобережными притоками Вятки. Все они имеют согласованное между собой северо-восточное направление (рис. 2.2). Это, возможно, свидетельствует о том, что общий наклон Верхнекамской возвышенности на север происходит с небольшим перекосом на восток. Односторонне перистый, местами диагональный рисунок притоков Вятки, Лупы, Камы может быть следствием этого перекоса.

1.3.2. *Верхнекамская гряда* представляет собой тоже водораздел II порядка между Камой и Вяткой до их выхода в Лойно-Слободскую низину. Она вытянута в меридиональном направлении почти на 100 км. Грядовый облик водораздела обусловлен той же причиной – северо-восточным перекосом его поверхности. Следствием этого перекоса является сильный сдвиг гребня водораздела на запад, в сторону долины Вятки. По этой же причине морфологический облик гряды приобретает вид куэсты. Ее склон, обращенный к Вятке, короткий (5-7, реже 10 км), а противоположный, обращенный к Каме, наоборот, очень широкий. Он расчленен многочисленными левобережными притоками р. Камы длиной 30-50 км. Междуречья этих притоков представляют собой водоразделы III порядка. Согласованное северо-восточное простирание водотоков придает их рисунку односторонне

перистый характер. Такой рисунок характерен и для водосбора более мелких рек, в частности Лупьи. В целом для Верхнекамской гряды, как и для предыдущей Черно-Холуницкой, характерно явное преобладание диагонального (ЮЗ↔СВ) направления водотоков (рис. 2.2). Возможно, это служит свидетельством унаследования водотоками одного из простираний планетарной трещиноватости земной коры. В сетке трещин ортогонального и диагонального простирания, как известно, в данном районе наиболее активными являются диагональные (Геология..., 1976). Высотные отметки междуречий находятся в определенной зависимости от порядка водоразделов. На водоразделах III порядка доминирующим является уровень нижнего плато с останцами верхнего, обычного в зоне сочленения с водоразделом II порядка. Гребень водораздела II порядка, представляющий основу Верхнекамской гряды, снижается на север от 300 до 250 м. Северная его оконечность представлена уровнем нижнего плато с редкими, сниженными останцами верхнего плато.

1.3.3. *Кулиго-Чуртанский Увал* вытянут в меридиональном направлении чуть западнее 54° в.д. Протяженность его около 220 км. Ее структурную основу составляет неотектонический вал, имеющий соответствующее простирание. При пересечении этого вала ширина Лойно-Слободской низины уменьшается до 5 км, сужаясь в 2-3 раза от обычной. Увал представляет собой водораздел I порядка между правобережными притоками Камы (до ее выхода в Лойно-Слободскую низину) и истоками Косы, Иньвы, Обвы. Увал асимметричный. Его западный, прикамский склон короткий и более высокий. Именно на бровке этого склона, напротив устья Севы, находится наивысшая (339 м) точка увала и всей Верхнекамской возвышенности. Орографическую основу увала в ее южной и центральной по широте частях составляет уровень верхнего плато. Только на севере, вдоль Лойно-Слободской низины, от этого уровня остались редкие, сниженные останцы с абс. отметками до 250-255 м. Пьедесталом для них служит уровень нижнего плато.

1.3.4. *Кулиго-Пудемская гряда* широтного простирания представляет собой водораздел I порядка между истоками Камы и Вятки с одной стороны и истоками правобережных притоков Чепцы с другой. Верховья последних «подрезает» южный склон гряды, вследствие чего он приобретает куэстовый облик строения. Основа гряды представлена уровнем верхнего плато. Его поверхность снижается с востока на запад от 330 до 280 м. Наивысшая точка гряды и всей территории Удмуртии (332 м) находится чуть севернее пос. Карсовай, в истоках р. Пызеп. Морфологический облик гряды в значительной степени определяется характером расчленения поверхности и составом слагающих ее пород. В западной части гряды ее гребень расчленяется седловинами, соединяющими сопряженные бассейны. Ширина таких седловин составляет всего 1-3 км. В поверхность гряды они врезаются на глубину 20-40 м. В зависимости от густоты таких седловин гряда расчленяется на крупные или мелкие останцы. Гребень гряды в некоторых местах, особенно в истоках рр. Вятка, Белая и Лытка, осложнен многочисленными, мелкими, беспорядочно расположенными холмами, представляющими собой пуги.

1.4. *Предуральская равнина* располагается между Кулиго-Чуртанским Увалом и кряжами Предуралья (Полудов кряж, Вильва-Губахинский кряж). Суммарная ширина этой меридиональной пониженной полосы Русской равнины возрастает к северу от 100 до 150 км. Она начинается на широте г. Пермь и упирается в восточную часть Северных Увалов. Здесь посредством днищ ряда мертвых ложбин стока (Кельтминской, Березовско-Вишерской) она соединяется с южной частью Печорской низменности. Протяженность равнины только в пределах Вятско-Камского междуречья составляет около 275 км.

В орографическом отношении равнина неоднородная: с запада на восток здесь выделяются Кудымкарская равнина, Велвинская возвышенность и Соликамская низменность.

1.4.1. *Кудымкарская равнина* причленяется к восточному склону Кулиго-Чуртанского Увала. Граница сочленения равнины с увалом фиксируется местом веерообразного расхождения истоков Косы, Иньвы, Обвы, расчленяющих широкий (35-50 км) восточный склон увала. Равнина наклонена и «открывается» на север в сторону Тимшерской котловины. В северной части ее ширина достигает 50 км, и поверхность ее дренируется здесь средним и нижним течением Косы. В южной части Кудымкарская равнина «упирается» в Лысьво-Тыловую возвышенность. В пределах равнины достаточно хорошо выражена ярусность рельефа, представленная уровнями нижнего плато и плейстоценовой планации. Однако доля их площадей и характер сочленения между собой существенно отличны в северной и южной частях равнины. В северной части, вплоть до широты пос. Юрла, в облике орографии существенное место занимает уровень плейстоценовой планации. Переход его поверхности в поверхность нижнего плато постепенный, расплывчатый. Орографический облик равнины существенно меняется в ее южной части (в бассейнах нижнего течения Велвы, Юсьвы, Чермоза, левобережных притоков Обвы — Нердвы, Сюрвы, Язьвы). Уровень

нижнего плато с абс. отметками 180-220 м занимает здесь львиную долю земной поверхности. Однако особенность ее орографии определяется уровнем плейстоценовой планации, имеющим незначительную ширину вдоль долин рек, но очень четкую морфологическую обособленность. Как правило, эти разновысотные уровни разделены здесь хорошо выраженным, относительно крутым уступом высотой от 20 до 40, местами до 60 м (рис. 2.3). По этой причине нижнее плато в некоторых местах имеет ярко выраженный столово-останцовый, а при наличии структурных террас – столово-ступенчатый облик.

1.4.2. *Велвинская возвышенность* располагается к востоку от среднего и нижнего течения р. Косы. Она вытянута вдоль Кудымкарской равнины почти на 150 км при ширине 25-40 км. Более компактной и приподнятой является ее северная часть; на ней сохранились сниженные останцы верхнего плато с абс. отметками до 260 м. Она же представляет собой ярко выраженный гидрографический узел, с которого в сторону прилегающих равнин центробежно растекаются многочисленные водотоки. Южная часть возвышенности, дренируемая левобережными притоками Иньвы (Исыл, Пой), по своей морфологии мало отличается от южной части Кудымкарской равнины, если не считать большую (до 240 м) приподнятость здесь вершин междуречий (рис. 2.3). Совершенно иной характер сочленения восточной части возвышенности с Соликамской низменностью. В бассейнах нижних течений Уролки и Кондаса они почти сливаются в единый геоморфологический уровень. Поверхности их отличаются друг от друга лишь по рисунку и глубине вреза речной сети. Эрозионная сеть Соликамской равнины имеет небольшую глубину вреза и преимущественно древовидный рисунок. Ее особенности связаны с особенностями геологического строения Соликамской низменности.

1.4.3. *Соликамская низменность* располагается к востоку от Велвинской возвышенности. Она «открывается» на север. Через Тимшерскую котловину и Кельтминскую ложбину стока соединяется с южной частью Печорской низменности. Наибольшая ширина (50-75 км) равнины соответствует широте г. Соликамска. Равнина несколько сужается (до 25 км) к югу и в устье Обвы прислоняется к крупному орографическому барьеру на пути течения Камы – Лысьво-Тыловайской возвышенности. Пространственные границы и характер сочленения этих двух крупных орографических элементов – Соликамской равнины и Лысьво-Тыловайской возвышенности – ярко выражается в рисунке русла Камы в их пределах. В контурах Соликамской равнины Кама течет по обширному дну древней плиоценовой долины, сформированной Усоль-рекой (Горецкий, 1964). Характерной особенностью русла Камы является здесь его спрямленность, местами многорукавность. Однородные плиоценовые отложения, слагающие равнину, определяют и древовидный рисунок водотоков, расчленяющих ее поверхность. Совершенно иной рисунок русла Камы при его пересечении восточной частью Лысьво-Тыловайской возвышенности. В ее пределах – между устьем Обвы и г. Пермь – оно врезается в коренные породы. Сохраняя на этом участке общее меридиональное направление, русло формирует три крупные врезанные меандры, шириной пояса меандрирования до 10-12 км.

Таковы общие черты орографии северной части Вятско-Камского междуречья. Наиболее существенными чертами его строения являются:

- преобладание системы меридионально вытянутых возвышенностей и низменностей. Направления их согласуются с простираемостью структурных элементов Предуралья и Урала;
- наличие орографических элементов диагонального, северо-восточного простираения;
- ступенчатое (ярусное) строение рельефа междуречий;
- широкое развитие явления локальных топографических перекосов, обусловивших разные типы асимметрии в водосборных бассейнах.

2. *Центральная часть Вятско-Камского междуречья* располагается между Кулиго-Пудемской грядой и Центрально-Удмуртской низиной. В орографическом отношении это наиболее сложно устроенная часть междуречья. Особенно сложно строение орогидрографических узлов. Один из них располагается в восточной части междуречья, в бассейнах Лозы, Лыпа и верхнего течения Чепцы. Этот узел является местом схождения нескольких водоразделов I порядка, разделяющих друг от друга бассейны Чепцы, истоков Камы, Обвы, правобережных притоков Камы в ее среднем течении и Кильмези. Наиболее высокие абс. отметки этого орогидрографического узла соответствуют уровню верхнего плато с абс. отметками 320-330 м. Однако в местах близкого схождения истоков рек сопряженных бассейнов имеют место седловины, находящиеся, как правило, на абс. отметке 220-240 м. В качестве примеров можно указать на седловины между истоками Лыпа и Лысьвы, Чепцы и Очера, Лысьвы и Нытвы, Кильмези и Сали. Наличие таких седловин придает сочленяющимся орографическим элементам черты некоторой обособленности. В других же случаях, наоборот, подобные седловины служат связующим звеном разобщенных элементов орографии в единые

цельные образования. Такова, например, роль седловины, занятой бассейном р. Салы, в формировании единой диагональной системы понижений, занятой долинами Кильмези, Лыпы, Лысьвы и Обвы. С южной стороны эту систему понижений сопровождает единая Лысьво-Тыловая возвышенность, диагонально пересекающая междуречье на всю его ширину от Вятки до Камы. Структурная (тектоническая) предопределенность образования таких орографических элементов очевидна. Упомянутые седловины в пределах орогидрографического узла имеют разное направление. Именно взаимное расположение некоторых из них дает возможность определить последовательность оживления геодинамической обстановки по структурным линиям тех или иных простираций.

Проведем последовательное описание орографии центральной части Вятско-Камского междуречья.

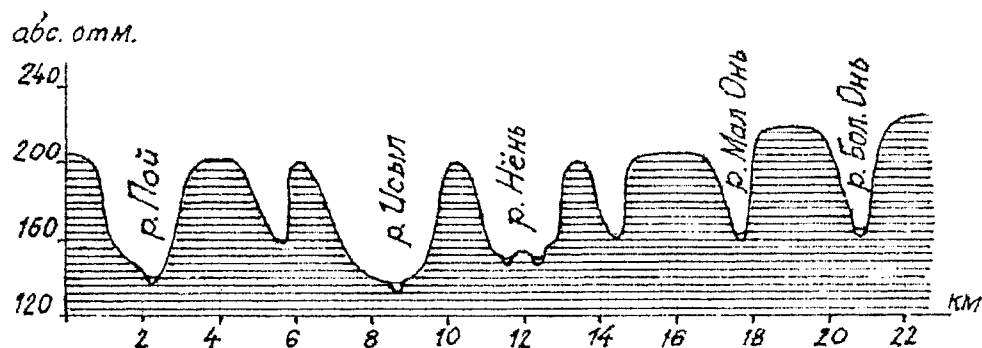


Рис. 2.3. Столово-останцовый рельеф поверхности нижнего плато в южной части Велвинской возвышенности

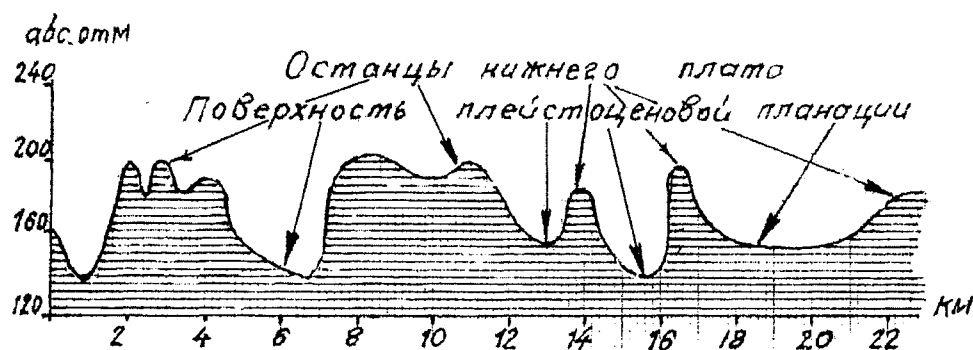


Рис. 2.4. Останцы нижнего плато в Центрально-Удмуртской низине

2.1. Чепецкая низина располагается широтно между Кулиго-Пудемской грядой и Красногорской возвышенностью. Морфологически она начинается ниже устья Лозы. Осевая часть низины дренируется руслом Чепцы. По своей морфологии она делится на две части – восточную и западную. К востоку от г. Глазов низина относительно симметрична. В Чепцу, занимающую осевую часть низины, впадают многочисленные право- (Лып, Пызеп, Варыж) и левобережные (Кеп, Сеныч, Убыть) притоки протяженностью 25-50 км. Истоки правобережных притоков, как уже отмечалось, «вгрызаются» в южный склон Кулиго-Пудемской гряды. Вследствие этого последний имеет куэстовый облик. Бассейны этих притоков разделены водоразделами II порядка. Большая часть междуречий представляет собой нижнее плато. На нем сохранились значительные по количеству и размерам останцы верхнего плато. В большей части уступ нижнего плато служит и коренным склоном долины Чепцы. Южный борт низины является, по существу, северным склоном Красногорской возвышенности. Бассейны левобережных притоков также разделены водоразделами II порядка. Междуречья и здесь заняты уровнем нижнего плато. Значительно меньше, чем на

правобережье, сохранились останцы верхнего плато. Они меньше по размерам и значительно снижены по высоте.

К западу от Глазова низина становится асимметричной — река смещается к ее северному борту (южному склону Кулиго-Пудемской гряды). Южный борт сохраняет свою морфологию, постепенно расширяясь на запад. Ниже Глазова составным элементом орографии низины становится поверхность плейстоценовой планации. До пос. Косино она встречается в виде узкой (1-3 км) полосы, заходя в виде «заливов» в устья более крупных притоков. Западнее она расширяется и при сочленении Чепецкой низины с Лойно-Слободской, в районе г. Кирово-Чепецк, ее ширина возрастает до 12-15 км.

2.2. *Красногорская возвышенность* располагается параллельно Чепецкой низине от нижнего течения Лозы до истоков Быстрицы. Протяженность ее составляет более чем 175 км. В истоках Быстрицы она сочленяется с северной частью Вятского Увала — известного орографического образования Русской равнины.

Красногорская возвышенность представляет собой водораздел I порядка. Он разделяет бассейны левобережных притоков Чепцы (Кеп, Сепыч, Убыть, Святица, Коса, Кордяга, Филипповка, Быстрица) от бассейнов правобережных притоков Кильмези (Пестерь, Уть, Кырчма, Лумпун, Лобань). Водораздел асимметричен. Его северный склон, являющийся одновременно южным бортом Чепецкой низины, расширяется на запад от 25-30 км до 75 км. Южный, интенсивно размываемый истоками правобережных притоков Кильмези, наоборот, короткий и крутой. Он в целом имеет вид слабо выраженной куэсты. Исходная поверхность Красногорской возвышенности является уровнем верхнего плато. Однако от него остались лишь останцы. По гребню возвышенности абс. отметки этих останцов снижаются на запад от 270-285 м до 250-260 м. Еще более (до 230-240 м) они снижены на водоразделах II порядка. Пьедесталом останцов верхнего плато служит поверхность нижнего плато. Она занимает львиную долю междуречий, особенно по левобережью Чепцы. В верховьях Вои и Быстрицы Красногорская возвышенность смыкается с Вятским Увалом.

2.3. *Вятский Увал* — крупная орографическая единица востока Русской равнины. Увал прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии 300 км от г. Казань до г. Киров (Бутаков, Дедков, 1992). В контуры междуречья он заходит своей северной оконечностью. Четкая морфологическая обособленность увала прослеживается здесь на всем его протяжении от широты г. Нолинска до верховий Быстрицы, до места сочленения с Красногорской возвышенностью. Особенно хорошо увал выражен на месте пересечения его с долиной Вятки между городами Советск и Лебяжье. Здесь русло Вятки формирует несколько крупных врезанных меандр. К реке с обеих сторон обрываются крутые, высокие (до 120 м) уступы нижнего плато. Они ограничивают дно долины шириной всего 1,5-3,0 км. Ширина же долины по бровке коренных склонов не превышает 5 км. В рельефе земной поверхности увал обособляется, прежде всего, благодаря своей морфологии. В классическом виде здесь представлен столово-останцовый рельеф. Особенно ярко он выражен в бассейнах Ишети, Ситьмы, Лудяны, в бассейнах правобережных притоков Вои — Кырчанки, Суны. Долины рек узкие (2-3 км), врезаны на глубину 80-120 м и имеют чаще всего V-образное поперечное сечение (рис. 2.16). Поверхность нижнего плато, обрывающаяся к руслам рек, располагается на абс. отметках 200-240 м. На широте с. Татаурова она поднимается до абс. высот 280-300 м. Здесь же расположена его наиболее широкая часть, составляющая 55-60 км. Ступенчатость склонов и междуречий является следствием различной устойчивости верхнепермских пород к эрозионному размыву. Глубокое эрозионное расчленение четко «обнажило» горизонтально-пластовую структуру геологического субстрата. Морфологические черты рельефа являются здесь в значительной степени структурно обусловленными. Высоты увала существенно снижаются на север. На широте истоков Быстрицы, в районе сочленения с Красногорской возвышенностью, его высоты не превышают 240 м. В местах сближения истоков рек противоположных бассейнов здесь обычными становятся седловины, с абс. отметками не выше 200 м; уменьшаются (до 60-80 м) глубины вреза речных долин; существенно ослабевают морфологические черты ступенчатого строения склонов и междуречий. Восточная граница увала, особенно в его северной части, относительно расплывчатая. Наоборот, резко выражена западная граница увала. Она совпадает с линией, ограничивающей водосборы левобережных притоков р. Ивкина. К западу от этой линии, в большой излучине Вятки у г. Котельнич в бассейне р. Кишкиль, располагается обширная низменная территория. Она представляет собой Кишкильскую низменность.

2.4. *Кишкильская низменность* одновременно открывается на север и на запад. На севере она сливается в единый уровень с западной, расширенной частью Лойно-Слободской низины. На правобережье Вятки ее высотным отметкам соответствует обширная низменная равнина, занятая

бассейном Пижмы и Ветлуги. Максимальная ширина Кишкильской низменности на широте истоков Кишкиля несколько больше 50 км. Наиболее высокие отметки низменности соответствуют поверхности плейстоценовой планации. К югу она сужается до 25 км и на месте пересечения Вяткой Вятского Увала полностью выклинивается. К востоку от последнего, в приустьевых частях Лудяны и Вои, по левобережью Вятки вновь появляется поверхность плейстоценовой планации. Она постепенно расширяется к востоку и сливается в единый уровень с Кильмезской низменностью.

2.5. *Кильмезская низменность* разделяет Красногорскую возвышенность от западной части Лысьво-Тыловайской возвышенности. Низменность имеет форму постепенно выклинивающегося на восток треугольника. Вследствие ее выклинивания Красногорская и Лысьво-Тыловайская возвышенности в бассейне Лозы сходятся в один орогидрографический узел. Орографическую основу Кильмезской низменности составляет поверхность плейстоценовой планации, сильно преобразованная эоловыми процессами. Водосбор Кильмези является резко асимметричным. Все ее крупные притоки, имеющие согласованное меридиональное течение, являются правобережными. Эта асимметрия является, возможно, следствием «заимствования» низменностью площади новейшего структурного перекося.

2.6. *Лысьво-Тыловайская возвышенность* является одним из примечательных орографических элементов центральной части Вятско-Камского междуречья. Она пересекает всю территорию междуречья. Это цельное орографическое образование диагонального простираения прослеживается от долины Вятки до долины Камы на протяжении почти 450 км. Простираение возвышенности однозначно предопределено тектоникой, возможно, сдвигового характера. В пользу этого свидетельствует сквозное понижение, являющееся северной границей возвышенности. Его наиболее пониженную часть в настоящее время занимают долины Кильмези, нижнего течения Лозы, Лыпы, Лысьвы, Обвы. Эти реки принадлежат разным бассейнам, текут в противоположных направлениях, вписываясь в контуры единой полосы понижения северо-восточного простираения. Цельность этого понижения как единого структурного образования подчеркивается и диагональными простираениями седловин, сформировавшихся в истоках рек сопряженных бассейнов. По особенностям своего строения возвышенность подразделяется на три части: западную, центральную и восточную.

Западная часть возвышенности прослеживается вдоль левобережья Кильмези от д. Ст. Зятцы до долины Вятки. Правда, в устьевой части Валы цельность возвышенности прерывается ее долиной. Однако приподнятая полоса междуречья Валы и Вятки, соответствующая общему юго-западному простираению Тыловайской возвышенности, хорошо выражена в бассейнах левобережных притоков Валы – Идыка и Ушима. Здесь находится крайне западный, относительно крупный останец Лысьво-Тыловайской возвышенности. Протяженность его составляет около 50 км при ширине 12-15 км. Вершины останца поднимаются до абс. отметок 220 м. Этот останец несомненно является составной частью Лысьво-Тыловайской возвышенности, что подтверждается морфологией долины Валы. При пересечении возвышенности долина реки заметно сужается, формируя первичную врезанную меандру. Подобная морфология речной долины при пересечении ею орографического барьера является достаточно надежным признаком генетической связи последнего с неотектонической структурой. Тектоническая предопределенность основы Лысьво-Тыловайской возвышенности подтверждается, таким образом, геоморфологическими данными и в ее крайне западной части. Ширина западной части возвышенности не превышает 25-30 км. Орографическую основу возвышенности составляет уровень нижнего плато с абс. отметками 180-220 м. На нем можно наблюдать останцы верхнего плато разноориентированной изометричной формы. Большой поперечник таких останцов составляет 1-3 км. Вершины останцов снижаются на запад от 250-260 м до 240 м. На водоразделе I порядка, разделяющего бассейны Кильмези и Лозы, западная часть Лысьво-Тыловайской возвышенности смыкается с ее *центральной* частью. Эта часть возвышенности почти полностью соответствует площади водосбора Лозы и ее притоков. Она наиболее широкая (до 50 км) и высокая. Ее северной границей является обширная седловина, дренируемая р. Саля, и долина нижнего течения Лозы. Южная граница соответствует Шаркано-Мултанской гряде, приуроченной к истокам Нылги, Ижа, Вотки и правобережных притоков Сивы (Кивар, Лып). Возвышенность обрывается здесь на юг склоном высотой 40-80 м, реже до 100-120 м. В некоторых местах этот склон имеет вид хорошо выраженной куэсты. На гребне гряды, представляющего собой водораздел I порядка, широко развит уровень верхнего плато с абс. отметками 260-320 м. На водоразделах II порядка от них сохранились лишь сниженные останцы, «посаженные» на поверхность нижнего плато.

С территории водосборов левобережных притоков Лыпы начинается *восточная* (Лысьвинская) часть описываемой возвышенности. Долина этой же реки служит орографическим элементом,

отделяющим Кулиго-Чуртанский Увал Верхнекамской возвышенности от восточной части Лысьво-Тыловайской возвышенности. Несмотря на относительно сильную расчлененность, восточная часть возвышенности воспринимается как компактное орографическое образование. Эта компактность в значительной степени обусловлена северным склоном возвышенности, обрывающимся к хорошо выраженной низине диагонального простираия. Низина является замыкающим звеном системы низких орографических элементов северной части Вятско-Камского междуречья – Кудымкарской равнины и Соликамской низменности. Склон, обращенный к низине, имеет вид слабо выраженной куэсты. Сама низина дренируется Лысьвой, а также средним и нижним течением Обвы. Наиболее низкая и узкая часть возвышенности (к востоку и западу от г. Верещагино) приходится на истоки рек сопряженных бассейнов. В таких местах формируются относительно хорошо выраженные седловины, соответствующие уровню нижнего плато. Одна из них, расположенная к западу от г. Верещагино, служит звеном, связующим Кудымкарскую низменность с меридиональной низиной, занятой бассейном Сивы. Наиболее широкая (около 40 км) и высокая (почти 320 м) часть Лысьвинской возвышенности приурочена к своей крайне восточной оконечности, контактирующей с долиной Камы. Этот приподнятый блок по пространственному положению соответствует простираию меридиональной Тулвинской возвышенности. Контур последней в основном находится на левобережье Камы. Западнее р. Кама пересекает еще одну меридионально вытянутую Оханскую возвышенность. На правобережье Камы она расположена к востоку от долины Сивы и в верховьях Очера примыкает к Лысьво-Тыловайской возвышенности. Однако своей южной частью она также уходит на левобережье Камы. Таким образом, ниже г. Пермь р. Кама пересекает две крупные меридионально вытянутые возвышенности, разделенные долиной Тулвы. Эта приподнятая часть центральной части Вятско-Камского междуречья, расположенная в крест простираия долины Камы, выделена нами под названием *Удмуртского порога*. Здесь долина Камы по своему геоморфологическому и геологическому строению существенно отличается от сопряженных участков.

Во-первых, ее направление становится диагональным, юго-западным, резко контрастирующим сопряженным меридиональным участкам. Контрастность эта возрастает за счет образования хорошо выраженных крупных врезанных меандр. Ниже г. Пермь до с. Докша на протяжении около 200 км насчитывается более 10 таких меандр. За счет них река на этом участке становится длиннее более чем в 2 раза.

Во-вторых, в долине реки хорошо сохранилась реликтовая асимметрия коренных склонов. Она образовалась до формирования врезанных меандр, при ином, противоположном современному направлению, течении Камы.

И последняя, весьма существенная особенность, отмеченная еще Г.И. Горецким (Горецкий, 1964). Здесь, в долине Камы, не фиксируется глубокий раннеплейстоценовый врез, выполненный венедским аллювием.

Вышеуказанные факты однозначно свидетельствуют о том, что данный диагональный участок долины Камы является наиболее молодой ее частью. Она образовалась, видимо, лишь во второй половине плейстоцена, после прорыва талыми ледниковыми водами Удмуртского порога. Этот порог в эоплейстоцене, возможно и в первой половине неоплейстоцена, отделял реки Арктического бассейна (Чусовую, Сылву, Тулву и «Соликамскую» Каму) от рек Каспийского бассейна (Белой и ее притоков – Таныпа, Буя, «Сарапульской» Камы, Кырыкмаса, Ижа).

Заслуживает внимания согласованность диагонального участка долины Камы и простираия Лысьво-Тыловайской возвышенности. Молодой, наложенный характер неотектонической структуры, образующей основу этой возвышенности, очевиден, что подтверждается рисунком разновозрастных и разнопорядковых водотоков, приуроченных к единой полосе диагонального простираия. Эта неотектоническая структура, обусловленная, очевидно, движениями сдвигового характера, предопределила, возможно, благоприятные предпосылки для прорыва талых ледниковых вод (см. разд. 2.3.1).

К южному склону Лысьво-Тыловайской возвышенности на протяжении всего Вятско-Камского междуречья примыкает узкая низина. Впервые она была выделена и описана в дипломной работе Т.А. Ивановой. Впоследствии ее описывали под названием Центрально-Удмуртской низины (Илларионов, 2001).

2.7. *Центрально-Удмуртская низина* имеет ширину 20-30 км. Ее осевая часть проходит по линии устье Валы – пос. Ува – ст. Областная – ст. Люкшудья – ст. Кварса – с. Беркуты. Низина подразделяется на две части – западную и восточную. На крайнем западе, ниже устья Валы, она сливается с Кильмезской низменностью. Здесь ее орографическую основу представляет поверхность

плейстоценовой планации. Последняя остается доминирующей и по мере движения на восток, вплоть до долины Нылги. Здесь над ее поверхностью возвышаются лишь редкие останцы нижнего плато, до 3,0 км в поперечнике. Вершины останцов нигде не превышают 220 м. Некоторая приподнятость (до 160-170 м) низины наблюдается при пересечении ею водораздела I порядка, разделяющего бассейн Нылги от бассейна Ижа.

Своеобразна морфология низины в ее восточной части, между долинами Ижа и нижнего течения Сивы. Долина Позими, будучи составной частью низины, служит одновременно ее южной границей. Продолжает долину Позими на восток мертвая *Кварсинская ложбина*, открываясь в долину Сивы у ст. Кварса. Не менее четко выражена здесь и северная граница низины. В широтной полосе расположения населенных пунктов Бол. Кивара, Мишкино, Заречный Вишур, Якшур-Бодья поверхность низины прислоняется к южному склону Тыловайской возвышенности. В восточной части низины, помимо поверхности плейстоценовой планации, широко представлен уровень нижнего плато. Однако он имеет ярко выраженный останцовый характер. Разноориентированные, изометричные останцы достигают по длинной оси 10-15 км при ширине до 5 км. Их плоские вершины располагаются на абс. отметках 200-230 м. Во многих местах вершины останцов обрываются к поверхности плейстоценовой планации относительно крутыми (до 20°) склонами высотой 20-60 м (рис. 2.4). Такие морфологически четко обособленные останцы встречаются в окрестностях населенных пунктов Сокол, Кудрино, Черное, Светлое, Верх. Талица, к югу от г. Воткинск. Ряд таких останцов пересекает дорога Ижевск-Воткинск. Сам Ижевск располагается на нескольких, морфологически менее четко обособленных останцах. Примечательным является то, что расчлененность поверхности нижнего плато создается не только долинами современных рек, но и хорошо выраженными седловинами и мертвыми ложбинами, днища которых располагаются на абс. отметках 140-160 м. Необходимо отметить, что контуры седловин и мертвых ложбин не вписываются в рисунок современной речной сети. Напрашивается вывод о их принадлежности к эрозионной сети, отличной от современной. Она функционировала, видимо, в эпоху большой обводненности Вятско-Камского междуречья.

Подводя итог описанию центральной части Вятско-Камского междуречья, необходимо отметить следующее:

- в Прикамской части междуречья преобладает система меридионально вытянутых возвышенностей (Тулвинская, Оханская) и низменностей, унаследованных долинами рек. Ориентировка орогидрографических блоков здесь хорошо согласуется с общим меридиональным простиранием геологических структур Предуральяского прогиба;
- имеет место широтная система возвышенностей (Красногорская) и низин (Центрально-Удмуртская), придающая ориентировке орогидрографических элементов центральной части Вятско-Камского междуречья затухающие черты ортогональности;
- ортогональный рисунок орографии нарушается более ярко выраженными элементами диагонального, северо-восточного, простираения (Лысьво-Тыловайская возвышенность, долина Камы на Пермско-Докшинском участке). Их направление было обусловлено элементами сдвиговой тектоники наложенного характера и, видимо, более молодого возраста. Активность структур данного простираения считается характерной для данной части Русской платформы;
- отмечаются следы существенной перестройки эрозионной сети в постплиоценовое время (после образования поверхности нижнего плато). Она совпадает со временем формирования поверхности плейстоценовой планации и подтверждается расчленением на обширных площадях поверхности нижнего плато на останцовые формы.

3. **Южная часть Вятско-Камского междуречья** включает в себя две возвышенности – Можгинскую и Сарапульскую. Они отмечаются на всех среднемасштабных физико-географических картах. Обе располагаются южнее Центрально-Удмуртской низины и отделяются друг от друга долиной р. Иж.

3.1. **Можгинская возвышенность** не представляет собой цельное орографическое образование и подразделяется на ряд морфологически в разной степени обособленных орографических блоков разного порядка. В ее западной части, южнее Центрально-Удмуртской низины, располагается Привятская равнина, абс. отметки которой не достигают высот возвышенности. С запада равнина ограничена долиной р. Вятки. Она течет здесь в юго-юго-восточном направлении. При этом река пересекает хорошо выраженный, меридионально вытянутый, орографический барьер: Кукморско-Мамадышскую возвышенность между городами Малмыж и Сосновка. Общее направление долины сохраняется, меняется лишь ее морфология. При пересечении возвышенности долина формирует хорошо выраженные первичные врезанные меандры. Соотношение простираения долины и

пересекаемой ею возвышенности однозначно свидетельствует, что морфологическое обособление последней произошло позднее заложения долины. Интересен еще один факт. Продолжением юго-юго-восточного направления среднего и нижнего течений Вятки на юге, уже в татарском Закамье, является северо-северо-западное направление течения р. Зай. Очевидно, что направление долин этих рек «проектирует» на земную поверхность единое структурное образование диагонального простираения, имеющее, по-видимому, трансрегиональное значение.

Орографическую основу Привятской равнины составляет водораздел I порядка северо-западного простираения. Он разделяет левобережные притоки Вятки (Шабанку, Казанку, Пыжманку, Люгу) от левобережных притоков Валы (Идыка, Седмурчи, Кылта). На этом водоразделе сохранились редкие, ограниченные по площади останцы нижнего плато. Они имеют абс. высоты 180-190 м и нигде не превышают 220 м. Водоразделы II порядка, разделяющие вышеперечисленные притоки Вятки и Валы, имеют согласованное с направлением рек субмеридиональное простираение и постепенно снижаются в сторону долин главных рек до высот поверхности плейстоценовой планации.

Границей между Привятской равниной и собственно Можгинской возвышенностью служит единая субмеридиональная северо-северо-восточного простираения седловина. К ней приурочены р. Люга в своем нижнем и среднем течении (левый приток Вятки), рр. Кылт и Ува (соответственно левый и правый притоки Валы).

Морфологическое строение Можгинской возвышенности неодинаково, и в ее пределах выделяется несколько орогидрографических блоков.

Весьма специфичен по своему строению *Увинский блок*, расположенный по правобережью Валы на междуречье Увы и Нылги. Основу орографического каркаса этого блока составляет поверхность плейстоценовой планации, непринужденно вклинивающаяся вдоль притоков Валы, Увы и Нылги в поверхность нижнего плато. От последнего остались лишь отдельные изолированные останцы изометричной формы шириной от 1,5-3,0 км и протяженностью 5-7 км. Морфологический облик вершин останцов определяется наличием на их поверхности мелких холмов – пуг. К вершинам последних приурочены наиболее высокие абс. высоты. Они достигают 230 м. Останцовый характер расчленения Увинского блока обусловлен вещественным составом геологического субстрата. Поверхности останцов и пуги сложены трудноразмываемой терригенной толщей татарского яруса.

В бассейнах левобережных притоков Валы, выше устья Кылта, располагается *Можгинский орогидрографический блок*. Львиную долю площади блока занимает поверхность нижнего плато, максимально приподнятая здесь до абс. высот 240-245 м. Особенностью блока является рисунок эрозионной сети. Имеет место пространственная интеграция рисунка отдельных участков гидрографической сети, принадлежащих разным бассейнам, в цельные образования в виде хорд разного радиуса кривизны. Хордовый рисунок имеют течения некоторых отдельных рек (Сюги), верхних течений Валы, Люги и др. (рис. 2.5).

Южнее Можгинского блока располагается *Умякский орогидрографический блок*. Он охватывает бассейн одноименной реки, бассейны левобережных притоков Люги (Пышмы, Ягулки и верхнего течения самой Люги). Возвышенность представлена здесь уровнем нижнего плато. Специфичным является относительно ровный характер его поверхности, наиболее высокие участки которой имеют абс. отметки 215-220 м. Вследствие низкого базиса эрозии (абс. отметки русла Вятки на границе блока составляют 53-54 м) значительна глубина вреза речных долин. Как следствие, коренные склоны даже небольших по размерам рек (Ямашки, Бемыжки, Ишека, Юрашки и др.) имеют высоту 60-80, местами до 100 м. Хорошо прослеживается уступ, отделяющий поверхность плато от поверхности плейстоценовой планации. Контур последней в виде непрерывной полосы шириной 12-15 км тянется вдоль левобережья Вятки. Наподобие узких заливов, она заходит также в устьевые части долин наиболее крупных притоков (Люги, Умяка).

Следующий крупный орогидрографический блок – *Пычасский* – располагается в междуречье Нылги и Пычаса. Его составной частью и продолжением на север является бассейн Сии (левого притока Нылги). Таким образом, Пычасский блок прослеживается от Центрально-Удмуртской низины на юг вдоль Нылги до ее устья. Его южным продолжением является правобережье Валы на субмеридиональном участке ее течения между устьями Пычаса и Нылги. Этот субмеридиональный блок северо-северо-восточного простираения имеет длину около 60 км при ширине 10-22 км в своей

северной части (в бассейне Сии) и до 20 км в южной. Орографическую основу блока составляет уровень нижнего плато с абс. отметками 180-220 м. Он имеет относительно плоскую поверхность и одновременно служит пьедесталом для останцов верхнего плато. Морфологически хорошо выраженная гряда останцов верхнего плато сохранилась на гребне водораздела, отделяющего правобережные притоки Пычаса от левобережных притоков Нылги. Именно к вершине одного из останцов этой гряды, по прежним представлениям, приурочена наивысшая точка (258 м абс. высоты) Можгинской возвышенности. На самом деле даже в пределах этой гряды вершины наиболее высоких останцов достигают 260 м. Они возвышаются над поверхностью пьедестала на 35-40 м.

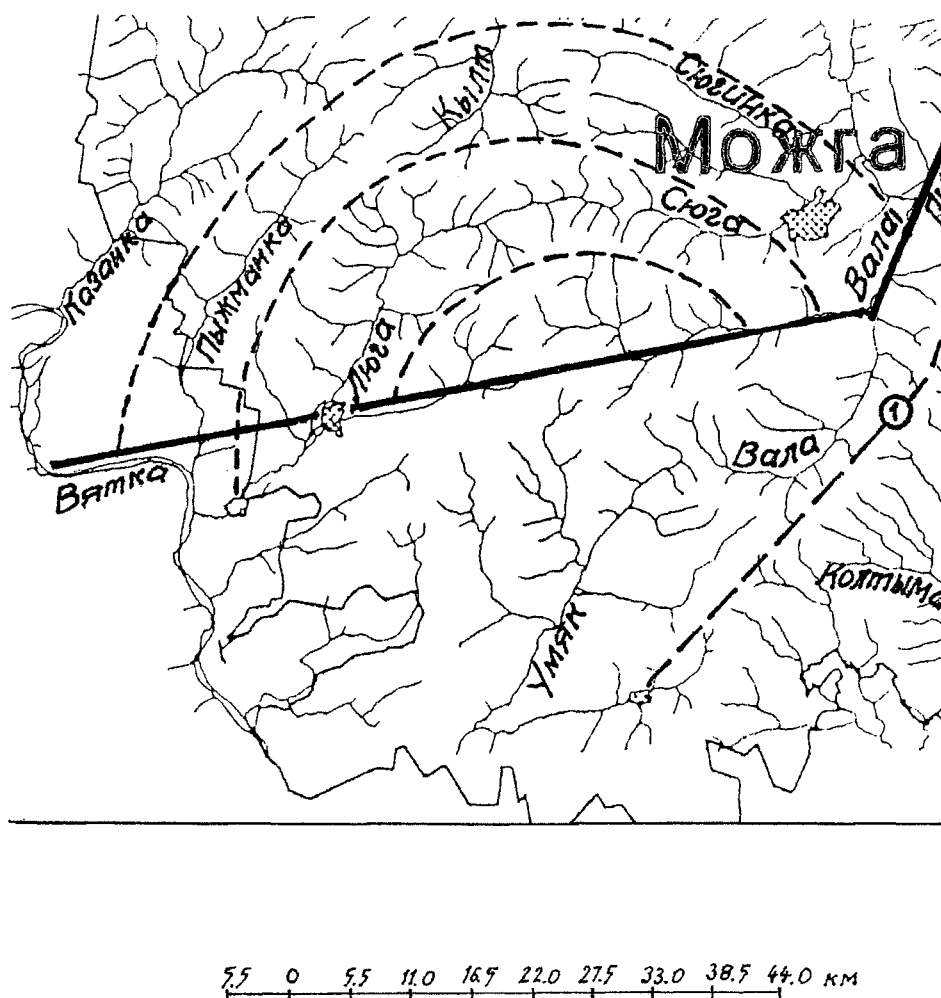


Рис. 2.5. Сопряженное хордовое простираение речных долин и междуречий в пределах Можгинского орогидрографического блока

Необходимо отметить достаточно хорошо выраженную пространственную, возможно и генетическую, связь описываемого орогидрографического блока со структурами платформенного чехла. Границы его почти соответствуют контуру северной части Граховско-Можгинского вала. К нему приурочен ряд локальных нефтеносных структур, в том числе Архангельское месторождение нефти. Оно расположено в бассейне левобережных притоков Сии. Активность вала в новейшее время, в период формирования современной гидрографической сети, косвенно подтверждается ее рисунком. Новейшие тектонические движения в силу незначительных амплитуд не могли изменить структуры платформенного чехла. Они сказались в орографии земной поверхности, чаще всего в форме новейших структурных перекосов. Образование последних отразилось в структуре и рисунке эрозионной сети и сопровождалось, как правило, нарушением симметрии водосборных бассейнов и появлением разного вида орогидрографических аномалий. В качестве примера можно сослаться на асимметрию водосбора бассейна р. Пычас (рис. 2.6). Река практически лишена левобережных притоков. В то же время с правой стороны она принимает ряд притоков (Боринку, Уленвайку, Лоллезку) протяженностью 10-12 км. Реки текут на юго-восток, в направлении, противоположном

течению Вала. Однако долины всех рек имеют строго согласованное между собой субмеридиональное простираие. Явную структурную предопределенность имеет простираие долины самой р. Пычас. Она течет на юго-запад, почти в крест течению своих правобережных притоков. Простираие долины Пычаса находится в полном соответствии с простираием долины Вала ниже устья Ныши. Вала и Пычас текут здесь против друг друга и только в районе пос. Черемушки, в приустьевой части Пычаса, Вала меняет свое течение на северо-западное. Предопределенность простираия долин обеих рек единым структурным элементом очевидна. Возможно, таковым является здесь ослабленная зона приповерхностной части земной коры северо-восточного простираия. Еще более цельным и структурно обусловленным «смотрится» восточный склон долины Вала и долины Пычаса. Склоны эти, высотой 40-60, местами до 80 м, являются единым орографическим элементом, определяющим юго-восточную границу Пычасского блока. Такой же структурно обусловленной является западная граница блока. Она представлена правым коренным склоном долины Вала, между устьями Пычаса и Нылги. Высота склона повсеместно превышает 50 м, достигая местами почти 100 м. Таким образом, обособленность Пычасского орогидрографического блока, особенности его строения являются в значительной степени структурно обусловленными.

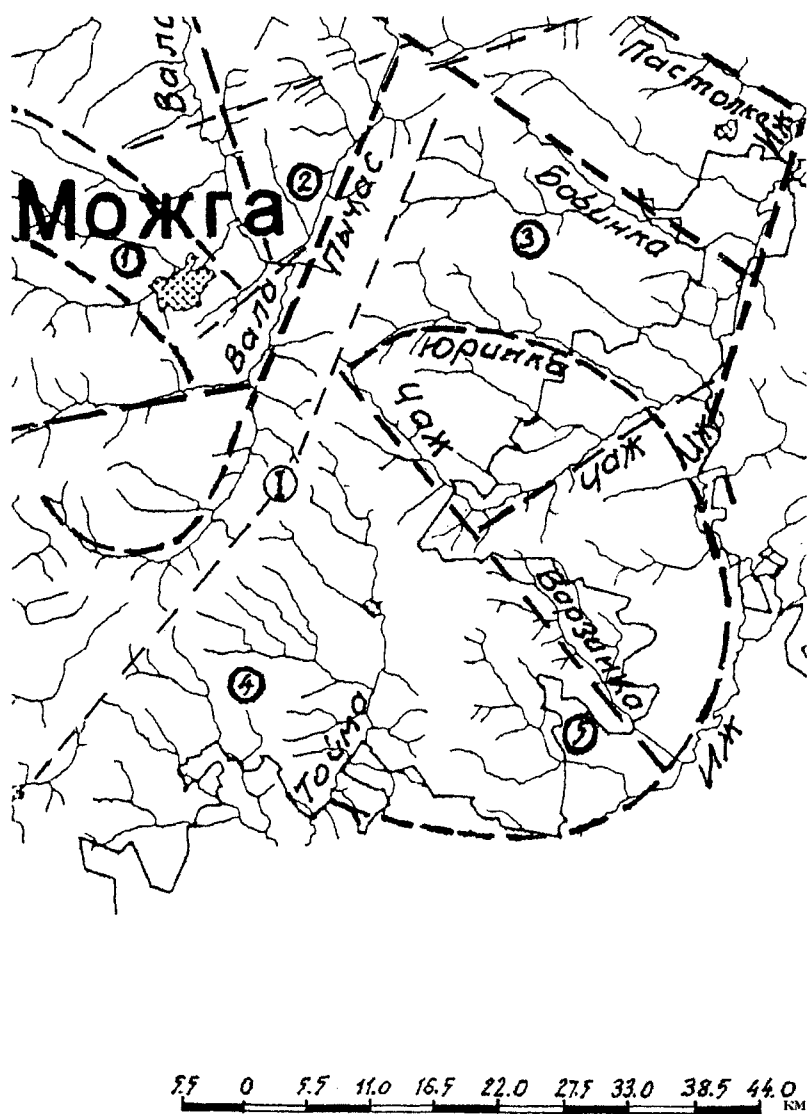


Рис. 2.6. Структурная обусловленность рисунка эрозионной сети части территорий: 1 - Можгинского, 2 - Пычасского, 3 - Малопургинского, 4 - Тойминского, 5 - Варзи-Ятчинского орогидрографических блоков

Таким же структурно обусловленным является *Малопургинский орогидрографический блок*, расположенный к востоку от Пычасского. Он занимает водосборы правобережных притоков Ижа и

прослеживается с севера на юг от долины Люка до долины Чажа на протяжении около 60 км. При этом ширина его остается практически постоянной – около 30 км (рис. 2.6). Эти данные свидетельствуют о цельности блока. Как новейшая структура Малопургинский орогидрографический блок представляет собой моноклираль со слабым перекосом уклонов на юго-восток. Это косвенно подтверждается соответствующим направлением течения всех правобережных притоков Ижа (Пироговки, Лудзинки, Постолки, Агрызки, Бобинки, Юрьинки и верховий Чажа). Моноклиальный уклон обусловил существенное смещение гребня водораздела, отделяющего истоки этих рек от водосбора бассейнов Сии и Пычаса. На нем же сохранились незначительные по площади (1,5-3,0 км²) массивы останцов верхнего плато с абс. отметками более 250 м. Вершины некоторых останцов превышают 260 м (262 м - в 3 км к югу от пос. Люк, 265 м – в 5 км к северо-востоку от пос. Горняк). Вершина последнего останца является одновременно наивысшей точкой Можгинской возвышенности. Останцы верхнего плато приурочены к наиболее приподнятой осевой части водораздела, но их сохранности, помимо пространственного положения, способствовал и геологический субстрат. Особенно это ощутимо в бассейнах истоков Постолки и Мужвайки. Наиболее высокие абс. отметки приурочены здесь к вершинам пуг.

К югу от Малопургинского блока до широты р. Ерыксы располагается *Тойминский орогидрографический блок*. Протяженность его с севера на юг составляет около 60 км при относительно выдержанной ширине порядка 20-25 км. По своей морфологической выраженности, очевидно, и по своей генетической природе он является продолжением предыдущего, Малопургинского, блока. Контуры блока соответствуют в целом водосбору бассейна Тоймы. Она и ее притоки расчленяют поверхность нижнего плато. Бассейн резко асимметричен. В нижнем и среднем течении Тойма практически лишена левобережных притоков. Густая сеть правобережных притоков (Алнашка, Колтамак, Возжайка), а также правобережные притоки Ерыксы, истоки Чажа и Тоймы повторяют юго-восточное простираие правобережных притоков Ижа. Водораздел I порядка, отделяющий бассейны правобережных притоков Тоймы от водосбора истоков Валы и левобережных притоков Умяка, резко смещен на северо-запад. Его гребень образует четко выраженную *Грахово-Пычасскую* гряду северо-северо-восточного простираия протяженностью более 50 км. Морфологический облик напоминает моноклираль, обращенный на восток, с небольшим юго-восточным перекосом. Уклону этого перекоса следует направление течения правобережных притоков Тоймы. На гребне Грахово-Пычасской гряды сохранились редкие, небольшие по площади останцы верхнего плато. Вершины некоторых останцов достигают абс. отметок 250 м, но нигде не превышают 256 м. На водоразделах II порядка, разделяющих правобережные притоки Тоймы, максимальные отметки низкого плато достигают 235-237 м. Снижаясь к низовьям рек, поверхность его постепенно сливается с поверхностью плейстоценовой планации. Ширина последней вдоль правобережья Тоймы составляет 5-7 км.

Особое место по своей конфигурации занимает *Варзи-Ятчинский орогидрографический блок*. Конфигурация его напоминает «хорду», обращенную выпуклостью на юго-восток (рис. 2.6). Она «вписывается» в рисунок правого коренного склона долины Ижа и Камы, начиная от устья Юринки почти до долины Тоймы. Протяженность морфологически резко выраженного склона, прослеживаемого от пос. Терси (устье Юринки) через населенные пункты Ниж. Кучуково, Крынды, Кичкетан, Гулюшурма до Сетяково, составляет около 65 км. Основанием хорды служит долина Тоймы в средней своей части и долина Чажа в его низовьях. Вершина хорды отстоит от основания на расстоянии около 25 км. Упомянутые части долин Тоймы и Чажа лежат на одной полосе северо-северо-восточного простираия, соответствующей, возможно, новейшему сдвигу или зоне гравитационного дробления структурных пластин, о которых речь пойдет ниже. Поверхность блока наклонена на восток с перекосом на юго-восток. Такому же направлению следуют течения большей части рек, расчленяющих территорию блока. Моноклиальный характер поверхности блока, как и в предыдущих случаях, предопределяет резкое смещение гребня водораздела, отделяющего бассейны правобережных притоков Ижа от бассейнов Тоймы и Чажа, на северо-запад. К гребню водораздела приурочены наиболее высокие абс. отметки блока, достигающие 230-245 м. Основная часть блока представлена поверхностью нижнего плато с абс. отметками 180-220 м. К его хорошо выраженному уступу лишь местами (в районе населенных пунктов Тат. Текешево, Псеево, Тат. Ахтиял, в устье р. Варзи) прислоняются фрагменты поверхности плейстоценовой планации.

Последний орогидрографический блок Можгинской возвышенности — *Анзарко-Танайский* — занимает междуречье Вятки и Камы в районе их слияния, южнее широты г. Менделеевск. От Умякского и Тойминского блоков описываемый блок отделяется широтной седловиной, занятой бассейнами одноименных рек — Юрашки (Умякская) и Юрашки (Тойминская). Таким образом,

площадь орогидрографического блока соответствует в целом водосбору рек Анзарки и Танайки и вышеупомянутых Юрашек. Анзарко-Танайский блок представлен в основном уровнем нижнего плато. Оно расчленено на отдельные крупные останцы, поверхность которых имеет слабо выраженный моноклиальный уклон на север, в сторону седловины, занятой бассейнами Юрашек. Абс. отметки поверхности плато в пределах седловины не превышают 200 м; на правобережье Камы, например напротив г. Нижнекамск, она располагается на отметках 220-230 м. Моноклиальный уклон придает южным склонам останцов куэстовый облик. Куэстовый облик особенно характерен правому коренному склону Камы между населенными пунктами Танайка и Котловка. Бровка куэсты местами возвышается здесь над Камой на 150-170 м. Более низкие уровни рельефа в пределах описываемого блока развиты ограниченно. Роль уровня плейстоценовой планации в структуре орографических элементов несколько возрастает по левобережью Вятки и в бассейнах правобережных притоков Тоймы (Юрашки и Каринки). Однако ширина его в этих местах не превышает, как правило, 10-12 км.

Специфична морфология долины Камы, являющейся южной границей Вятско-Камского междуречья. Ее широтное направление наследует простирающиеся тектонические элементы, прослеживаемые в структурных этажах и фундамента, и платформенного чехла. В поверхности фундамента нижнему широтному течению Камы в целом соответствует понижение, отделяющее северную (Удмуртскую) часть Татарского свода от южной. Эта широтная и пониженная зона сопряжения выступов фундамента, как известно, сохранилась пространственно и оставалась весьма динамичной как в эпохи формирования структур платформенного чехла (Станкевич, 1962), так и в новейшее время. Между устьями Ижа и Берсута, на протяжении около 125 км, Кама пересекает северный скат новейшего поднятия, представленного в рельефе Бугульминско-Белебеевской возвышенностью. В контурах междуречья и по правобережью Вятки это поднятие соответственно представлено Можгинской и Кукморско-Мамадышской возвышенностями. Кама пересекает здесь единое новейшее поднятие, постепенно затухающее на север. Пересечение Камой меридионального поднятия по ослабленной широтной зоне подтверждается формированием в ее долине крупных врезанных меандр.

3.2. К югу от Центрально-Удмуртской низины, между долинами Ижа и Камы, располагается крайне юго-восточная часть Вятско-Камского междуречья. Она известна под названием *Сарапульской возвышенности*.

Направление долины р. Иж, разделяющей Можгинскую возвышенность от Сарапульской, соответствует в целом меридиональному простираению зоны Центрально-Удмуртских разломов. Положение этих разломов соответствует месту резкого погружения поверхности фундамента от северной вершины Татарского свода к Сарапульской впадине. Ширина этой зоны колеблется в пределах 20-30 км. Градиент высот, или разница залегания поверхности фундамента, в этой зоне достигает 2,5-3,0 км. Структурные горизонты и «пластины» платформенного чехла в таких условиях характеризуются неодинаковой реакцией на региональные сжатия и растяжения земной коры. Разница глубин залегания жесткого основания платформы в таких случаях приводит к накоплению в осадочном чехле потенциальной энергии, обусловленной градиентом «полей гравитационных напряжений между смежными участками с различным превышением» (Оллиер, 1984). Снятие этих напряжений происходит посредством гравитационного смещения структурных горизонтов и пластин относительно друг друга и автономно от жесткого основания платформы. Гравитационные растяжения были, по-видимому, причиной формирования ослабленных зон в структурных горизонтах осадочного чехла. Подобные зоны могли служить местом повышенной фильтрации и образования каналов стока поверхностных и подземных вод. Такова, возможно, генетическая природа заложения пространственно упорядоченных по своему простираению речных долин, не только спрямленных, но и хордовых. Во многих случаях такие речные долины являются и границами орогидрографических блоков разного порядка. Такие примеры мы отметили во всех частях Вятско-Камского междуречья.

Структурная обусловленность границ орогидрографических единиц хорошо проявляется и в пределах Сарапульской возвышенности. На ее территории обособляются несколько орогидрографических блоков.

В северной части возвышенности выделяется *Завьялово-Ольховский орогидрографический блок*. Он занимает бассейны рек Быдвайки, Русской Казмаски, Ольховки и более мелких рек. Его южной границей является субширотное понижение, заимствованное долиной р. Стар. Кенка, истоками Русской Казмаски и долиной Гольянки. Блок вытянут вдоль долины Позими и имеет согласное с ней восток-северо-восточное простираение. Последнее характерно не только для самого блока. Многие морфологические элементы земной поверхности, особенно долины водотоков низких (1-2-го)

порядков, соответственно разделяющие их междуречья, имеют аналогичное субширотное простираие. Рельеф блока – останцово-холмистый. Такой характер его строения обусловлен сочетанием мелких останцов нижнего плато, пьедесталом которых служит поверхность плейстоценовой планации. Поперечник останцов обычно не превышает 2-3 км. Вершины некоторых останцов достигают 210-212 м абс. высоты.

Центральную часть возвышенности занимает *Нечкинско-Сарапульский орогидрографический блок*. Львиная доля его площади совпадает с бассейнами правобережных притоков Камы (Нечкинки, Яромаски, Бол. и Мал. Сарапулки). Характерной морфологической чертой блока, придающей ему определенную цельность и своеобразие, является согласованность направлений долин основных рек. Они имеют диагональную (юго-восточную) ориентировку.

Гребень водораздела I порядка между правобережными притоками Камы и левобережными притоками Ижа сильно сдвинут на запад, в сторону бассейна Ижа. Расстояние до гребня водораздела со стороны Камы составляет 30-35 км, а со стороны Ижа не превышает 10 км. Сдвиг гребня водораздела, предопределивший асимметрию последнего, может быть объяснен более низким базисом эрозии Камы.

Описываемый блок представляет собой наиболее приподнятую часть Сарапульской возвышенности. Наивысшая точка, находящаяся на гребне водораздела I порядка в истоках Коньки (бассейн Нечкинки), имеет абс. высоту 248 м. Орографический каркас, представленный в основном уровнем низкого плато, имеет абс. отметки 180-200 м. Наиболее высокие отметки как в прикамской, так и приижской частях приурочены к останцовым холмам. На водоразделах II порядка, разделяющих правобережные притоки Камы, вершины холмов снижаются на восток до абс. отметок 205 м. Это свидетельствует о незначительном структурном перекосе исходной поверхности междуречий в сторону Камы. Элементы тектонической структуры в пределах описываемого блока заметнее проявляются в диагональном (юго-восточном) простираии долин основных правобережных притоков Камы. Это явление, как отмечалось выше, характерно и для правобережных притоков Ижа, в пределах Малопургинского орогидрографического блока. Часто диагональное направление долин соседних бассейнов «укладывается» в контуры единых, аналогичных по простираию, линеаментов. Таков, в частности, линеамент протяженностью около 50 км, соответствующий единому простираию долин среднего и нижнего течения Постолки, Кечовки (соответственно правый и левый притоки Ижа) и верхнего течения Бол. Сарапулки (правый приток Камы). Подобные упорядоченные в пространстве элементы речной сети того или иного простираия служат основой «породнения» тектонической структуры сопряженных бассейнов или же, наоборот, они являются границей орогидрографических блоков.

С юга Нечкинско-Сарапульский блок ограничивается широтной *Кырыкмасской низиной*, пересекающей Камско-Ижское междуречье почти на всю его ширину. Орографическую основу низины составляет уровень плейстоценовой планации. Как хорошо обособленное орографическое образование, ограниченное морфологически выраженными бортами, низина начинает прослеживаться к западу от долины Калмашки. Полностью в контурах низины располагаются бассейны левобережных притоков Кырыкмаса – Поповки, Кудески, Чернушки, нижнего течения Бимы, бассейны Коды, Сальинки, Крындинки. Ниже устья последней Кырыкмасская низина сливается с уровнем плейстоценовой планации, прослеживаемой по левобережью Ижа. Истоки всех вышеперечисленных рек, за исключением истоков Оски и Бимы, располагаются на южном борту низины. Ниже с. Заборье хорошо выражен и ее северный борт благодаря широтно вытянутому массиву леса, расположенному на материковых дюнах. Ширина низины возрастает с востока на запад от 5-7 км до 12-15 км. Только вдоль долины Бима поверхность плейстоценовой планации в виде узкого «залива» вклинивается на юг почти на 20 км.

Несколько иначе выглядит морфология восточной части низины, занятая бассейнами Мостовинки, Бисарки и верхнего течения Кырыкмаса до ее слияния с Оской. Вдоль долины Мостовинки уровень плейстоценовой планации в виде узкой (1,5-3,0 км) полосы тянется непрерывно, вплоть до истоков реки. Здесь его поверхность сливается в единый геоморфологический уровень с днищем диагональной, северо-восточного простираия, седловины. Со стороны Камы седловина дренируется истоками небольшой речки северо-восточного простираия, впадающей в Каму на южной окраине д. Усть-Сарапулка. Все вышеупомянутые мелкие орогидрографические элементы вписываются в единый линеамент северо-восточного простираия протяженностью около 20 км. Он примечателен тем, что им юго-восточная часть Нечкинско-Сарапульского блока отделяется от территории, расположенной в контурах Сарапульской луки.

Очень сложен по своему строению *Каракулинский орогидрографический блок*, выделяемый в самой южной части Сарапульской возвышенности. Значительная раздробленность составляет, пожалуй, одну из характернейших его особенностей.

Большая роль в дроблении блока на элементы более мелкого порядка принадлежит выраженным линеаментам разных простираций. Один из таких линеаментов соответствует направлению долин Шумшерки, Оски и долины верхнего течения Кырыкмаса. Хотя Шумшерка и Оска текут на северо-восток, а Кырымас строго противоположно, направление течения всех трех рек «вписывается» в единую линию диагонального простираения протяженностью более 30 км. Такое же диагональное простираение имеет водораздел I порядка, отделяющий левобережные притоки Кырыкмаса от правобережных притоков Камы. Его поверхность, сохранившаяся в виде узких (1,5-3,0 км, реже до 5 км) протяженных гряд, располагается на абс. отметках 180-220 м и соответствует уровню нижнего плато. На большем протяжении своего течения Кама подмывает уступ плато, который одновременно служит ее коренным склоном. В районе населенных пунктов Мазунино, Боярка, Каракулино, Зуевы Ключи, Красный Бор высота склона достигает 80-120 м, реже 150 м. В некоторых местах (Зуевы Ключи, Красный Бор) этот высокий, крутой склон в сочетании с моноклинальными поверхностями плакорных участков образует в прибрежной полосе ярко выраженный рельеф куэстового типа.

Обращает на себя внимание короткая (не более 10 км) длина правобережных притоков Камы по всему периметру Каракулинского блока. Асимметрия Камско-Ижского междуречья в южной части Сарапульской возвышенности прямо противоположна его асимметрии в северной части. Здесь мы имеем факт резкого сдвига гребня водораздела на восток почти до непосредственного контакта с долиной Камы (истоки Мостовинки, Кырыкмаса). Как будет показано ниже (разд. 2.3.), это объясняется более древним возрастом заложения долины Кырыкмаса, представлявшего приток плиоценового пра-Ижа.

Подведем итог описанию орогидрографии Вятско-Камского междуречья, попытаюсь найти объяснение происхождению ее основных элементов. Для последних в целом характерна ортогональная сетка простираций. Меридиональные элементы орогидрографии наиболее четко выражены в западной, приуральской, части междуречья. Это, видимо, связано с тем, что они пространственно расположены ближе к Уралу – к меридиональной зоне постплатформенного орогенеза. Судя по литературным источникам (Камелетдинов, 1974), орогенез сопровождался надвигом структур Урала на Предуральский прогиб и восточный склон Русской платформы. Его последствия могли выразиться в расслоении структурных горизонтов и пластин платформенного чехла и, возможно, независимым их движением относительно друг друга. Автономное движение структурных пластин, как правило, сопровождалось одновременным формированием зон сжатия и растяжения вещества земной коры. Зоны растяжения могли стать местом заложения речных долин. Подвижки, связанные с геодинамическими процессами в уральской зоне, распространились на запад, очевидно, вплоть до Вятского Увала.

Не совсем ясна природа широтных элементов орогидрографии. Местами, как широтный отрезок низовий Камы, они наследуют простираение длительно живущих тектонических элементов структуры фундамента и платформенного чехла. В других случаях они являются явно наложенными на меридиональные и субмеридиональные структуры фундамента и платформенного чехла.

Ю.А. Мещеряковым была выдвинута гипотеза, согласно которой перестройка рельефа Русской равнины была связана «с волнообразными деформациями земной коры, охватившими как Русскую платформу, так и смежные орогенетические области» (Мещеряков, 1972. С. 176). Гребни таких волн, соответствующие в современном рельефе земной поверхности положительным орографическим элементам, имеют меридиональное и широтное простираение. Следовательно, именно волнообразные тектонические движения поперечных простираций в совокупности создают ортогональную систему орографических элементов, относительно хорошо выраженную в пределах Вятско-Камского междуречья. Это свойство орографических элементов региона является, таким образом, лишь локальным выражением общей закономерности, характерной для Русской равнины. Становление этой ортогональной системы орографических элементов в значительной степени определялось временем проявления волновых дислокаций меридионального и широтного простираения. Является ли эта система порождением единого тектонического цикла или же она содержит в своей структуре образования различных тектонических циклов? В решении этого вопроса Ю.А. Мещеряков обратился к трудам А.П. Карпинского. Еще в конце XIX в. А.П. Карпинский установил, что в геологической истории Русской платформы волнообразные колебания имели в разные эпохи попеременно то меридиональное, то широтное направление. В современном рельефе, по мнению Ю.А. Мещерякова, «сохраняются следы дислокаций и той и другой ориентировки, возникавших в разные периоды

истории платформы» (Мещеряков, 1972. С. 177). Меридиональную систему тектонических волн, нашедших яркое выражение в рельефе, он считает наиболее молодой, сформировавшейся в неотектонический этап, в плиоцен-четвертичное время. Более древней, мезозойской, по мнению Ю.А. Мещерякова, является широтная система тектонических волн. Как частный случай морфологического выражения последних он рассматривает Северные Увалы. Однако, как мы отметили, морфологический облик Северных Увалов, особенно рисунок эрозионной сети, наоборот, свидетельствует об их недавнем морфологическом обособлении как орографического элемента. Речь здесь может идти о пространственном соответствии Северных Увалов древнему геоструктурному образованию, а не о древнем морфологическом их обособлении как орографического элемента (Былинский, Востокова, 1967). Очевидно другое. Установленная А.П. Карпинским закономерность о попеременной смене волн тектонических движений широтного и меридионального простираний сохранилась, по-видимому, и на неотектоническом этапе. Кратковременная, но хорошо выраженная волна тектонических движений широтного простирания приурочена к границе миоцена и плиоцена, ко времени, непосредственно предшествовавшему предкиньельскому врезу. К этому времени, как полагают (Рождественский, 1971), относится время орографического обособления Общего Сырта, возможно, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, а в пределах Вятско-Камского междуречья, на наш взгляд, — Удмуртского порога, объединяющего систему возвышенностей его центральной части — Тулвинскую, Оханскую, Красногорскую.

Широтная волна тектонических движений вновь обновилась уже в плейстоцене, выразившаяся, прежде всего, в образовании низин соответствующего простирания.

Примечательным в орогидрографии Вятско-Камского междуречья являются ее диагональные элементы. По своим размерам они подразделяются на два типа: крупные трансрегиональные и мелкие межбассейновые и бассейновые. Первые — долина Вятки, в среднем и нижнем течении; Лысьво-Тыловайская возвышенность генетически связаны, возможно, с элементами сдвиговой тектоники или же с элементами системы планетарной трещиноватости. Более очевидна связь с трещиноватостью мелких элементов орогидрографии. Как известно, установлено (Роль сдвиговой..., 1997) шесть простираний основных элементов системы планетарной трещиноватости: 0° , 90° , 35° , 55° , 305° и 325° . Два элемента этой системы с простираниями 0° и 90° являются ортогональными, остальные 4 — диагональными. Морфологическим выражением системы планетарной трещиноватости на земной поверхности является обычно рисунок водотоков. В рисунке речной сети Вятско-Камского междуречья наиболее ярко выражены элементы планетарной трещиноватости северо-восточного ($35^\circ=215^\circ$ и $55^\circ=235^\circ$) простираний в его северной части и юго-восточного ($125^\circ=305^\circ$ и $145^\circ=325^\circ$) — в южной.

Другой характерной морфологической особенностью орографии Вятско-Камского междуречья является ярусность, или ступенчатость, земной поверхности. Рассмотрению этого явления посвящены два раздела этой главы.

2.2. Ярусность рельефа земной поверхности

Она характерна не только для Вятско-Камского междуречья, но и для всей Русской равнины (Поверхности..., 1974). Ее основа представлена выровненными поверхностями, «привязанными» к определенным высотным отметкам. По площади распространения и природе своего происхождения выровненные поверхности следует подразделить на три порядка. К первому порядку относятся поверхности выравнивания, занимающие обширные площади междуречных пространств. Своим происхождением они обязаны крупным тектоно-климатическим циклам геологической истории. Морфологическим выражением таких циклов являются обширные денудационные поверхности выравнивания или же аккумулятивные поверхности осадконакопления, находящиеся друг с другом в определенных отношениях. Эти поверхности занимают обширные ареалы суши и по характеру своего распространения могут быть глобальными или же, чаще всего, региональными.

Другой масштаб распространения имеют выровненные поверхности второго порядка, сформировавшиеся вдоль долин современных рек. Они являются продуктом эрозионно-аккумулятивной деятельности постоянных водотоков и представляют собой речные террасы. Как и региональные поверхности выравнивания, они являются морфологическим выражением тектоно-климатического цикла, проявляющегося на последнем, четвертичном, этапе геологической истории Земли. Этот цикл, в отличие от предыдущих, является незавершенным. Полагают (Герасимов, 1970), что тектонические движения цикла соответствуют в целом режиму (тренду) восходящего развития суши. Однако он происходит на фоне очень специфического изменения климатических условий. Эти

изменения были связаны с ярко выраженными ритмами похолодания и потепления, сопровождавшимися соответственно установлением эпох оледенений и межледниковий. Крупные ледниковые покровы, аналогичные современному антарктическому и гренландскому, соответствующие тем или иным эпохам похолоданий, занимали не только территории приполярных областей, но и значительные площади умеренных широт Северо-Американского и Евро-Азиатского континентов. За краем плейстоценовых ледниковых покровов располагались обширные перигляциальные зоны.

Территория Вятско-Камского междуречья периодически представляла собой составную часть перигляциальных зон, соответствующих плейстоценовым ледниковым покровам северных широт Русской равнины. Рельефообразование в этой зоне в значительной степени определялось ритмикой климатических событий плейстоцена. Зависимость рельефообразования от климато-ландшафтной обстановки эпох оледенений и межледниковий проявилась на всех морфологических элементах земной поверхности (Бутаков, 1986), но особенно ярко в эрозионно-аккумулятивной деятельности рек. Убедительно доказано (Васильев, 1980; Климатическая..., 1977), что террасообразование в речных долинах перигляциальной зоны находилось в тесной зависимости от ритмики климатических изменений, наложенной на режим тектонических движений.

Выровненные поверхности третьего порядка связаны с вещественным составом геологического субстрата. Слои и пласты горных пород в платформенных условиях имеют практически горизонтальное залегание и различную устойчивость к эрозионному размыву. При выходе таких пластов на денудационный или эрозионный срез происходит препарировка кровли устойчивых пластов и формирование на уступах разновысотных поверхностей выравнивания или на склонах речных долин структурных террас. Степень их выраженности в современном рельефе в значительной степени определяется высотами и экспозицией склонов. Эта категория выровненных поверхностей, по признаку их площадного распространения, относится к локальным.

2.2.1. География распространения денудационных поверхностей выравнивания

К ним относятся поверхности, отмеченные в разделе 2.1 как «верхнее» и «нижнее» плато. Во избежание путаницы нужно оговорить следующее. На самом деле, самый низкий уровень выровненных поверхностей в пределах Вятско-Камского междуречья располагается на абс. отметках 140-160 м, на 40-60 м ниже уровня нижнего плато. Понятие «нижнее плато», однако, давно вошло в геоморфологическую литературу. Здесь не меняется содержание устоявшегося понятия. Самая низкая поверхность выравнивания Вятско-Камского междуречья описывается в данной работе как «уровень плейстоценовой планации».

В комплексе выровненных поверхностей, формирующих в сочетании ярусность или ступенчатость земной поверхности в пределах Вятско-Камского междуречья, на наиболее высоких абс. отметках располагается *поверхность верхнего плато*. Широкое, площадное развитие она имеет в контурах Верхнекамской возвышенности. Крупные ее массивы, площадью несколько сотен квадратных километров, составляют основу ее основных орографических элементов – Черно-Холуницкой гряды, Верхнекамской гряды, Кулиго-Чуртанского Увала и Кулиго-Пудемской гряды. Абс. отметки наиболее приподнятых участков поверхности высокого плато колеблются в пределах 300-330 м. В сочетании со сниженными участками (абс. отметки 260-280 м) поверхность плато представляет собой волнистую равнину. Большая амплитуда расчленения поверхности плато характерна для его внешних частей, освоенных верховьями современных рек. Поверхность плато не «несет» на себе останцов более высоких уровней рельефа. На ней сохранились только пуги – холмы овальной или изометричной формы, разноориентированные, возвышающиеся над поверхностью плато максимально на 12-15 м, реже до 25 м.

Более века, со времен работ профессора П.И. Кротова (1885), они оставались предметом острых дискуссий среди исследователей края. Большая часть холмов сложена в разной степени сцементированным терригенным материалом – разнородными песками, хорошо окатанными обломками гравийной и галечной фракций. Состав терригенного материала полимиктовой с заметным преобладанием обломков устойчивых пород. Интересно отметить однообразие геологического строения и морфологии пуг на обширных площадях бассейнов Ветлуги и Вятки (Нагайцев, 1978). Сам П.И. Кротов полагал, что терригенный материал, слагающий пуги, представляет собой морены плейстоценовых ледников. Это служило основой для «реконструкции» ледниковых событий на востоке Русской равнины. Однако одновременно с работами П.И. Кротова появились работы других ученых, в которых излагалась альтернативная точка зрения относительно

происхождения осадков, слагающих пуги (Никитин, 1885; Пестовский, 1936). По их мнению, осадки имели аллювиальное происхождение и были связаны с деятельностью позднепермских раннетриасовых рек, стекавших с герцинского палео-Урала. Аллювиальное происхождение осадков, слагающих пуги, на основе изучения морфологии и петрографии обломочного материала лишь в последней четверти XX в. было доказано учеными того же Казанского университета (Дедков и др, 1983).

Денудационное происхождение поверхности верхнего плато в пределах Верхнекамской возвышенности доказывается однозначно. Она срезает под единый геоморфологический уровень различные литологические и стратиграфические толщи пород верхней перми (Рз) и нижнего триаса (Т1).

Значительная по площади поверхность верхнего плато, помимо Верхнекамской возвышенности, сохранилась еще в пределах Лысьво-Тыловайской возвышенности, особенно в ее восточной части. Однако она здесь существенно расчленена седловинами, сформировавшимися в местах сближения истоков рек сопряженных бассейнов. Наиболее приподнятые участки плато имеют здесь абс. отметки 300-320 м. На остальной части Вятско-Камского междуречья (Красногорская возвышенность, Вятский Увал, Можгинская возвышенность) верхнее плато сохранилось лишь в виде останцов в узловых частях водоразделов на абс. отметках 260-300 м. Морфологическому обособлению отдельных незначительных по размерам останцов способствовал, видимо, геологический субстрат – выход на денудационный срез пород, устойчивых к размыву. Такие небольшие останцы особенно характерны для Можгинской возвышенности. Высоты таких останцов определяются обычно гипсометрией слоев, устойчивых к размыву, и колеблются в пределах 240-260 м.

Львиную долю площади Вятско-Камского междуречья занимает *нижнее плато*. Абсолютные отметки его поверхности колеблются в пределах 180-220 м. Уступ, разделяющий поверхность нижнего плато от поверхности верхнего, как правило, выражен четко. Высоты его в среднем составляют 40-60 м. Как общую закономерность следует отметить большую высоту уступа при его широтном простираии. Уступы, особенно южной экспозиции, в таких случаях имеют высоту 80-100 м, местами даже 120-150 м. Морфология поверхности плато определяется составом коренных пород, выходящих (экспонирующихся) на денудационный срез. Относительно плоский характер поверхности плато связан с известняками или сильно мергелистыми аргелитами. К выходам песчаных толщ чаще всего приурочены слабо волнистые поверхности. Экспонирование на дневную поверхность в разной степени сцементированных терригенных толщ приводит к образованию мелкохолмистого «пугового» рельефа.

Поверхность нижнего плато срезает под единый геоморфологический уровень разные по составу и возрасту толщи пород верхней перми. Это, несомненно, указывает на ее денудационное происхождение. Нижнее плато, как и верхнее, имеет региональное распространение.

Иной характер распространения имеет *поверхность плейстоценовой планации*, фиксируемая на абс. отметках 140-160 м. Она не встречается на водоразделах 1-го порядка. Как самостоятельный геоморфологический уровень, она картируется в контурах равнин, имеющих невысокие абс. отметки (Слободская низина, Кишкильская и Кильмезская низменности, Центрально-Удмуртская низина, Привятская равнина), и в долинах транзитных рек. В долинах местных рек она, как правило, выклинивается к их истокам. Во многих местах на ее поверхности сохранились останцы нижнего и, реже, верхнего плато. В зависимости от масштаба последующей переработки размеры, высотные отметки и морфологическая обособленность таких останцов различны (рис. 2.3, 2.4). Уступ, разделяющий описываемую поверхность от поверхности нижнего плато, имеет высоту 20-40 м, реже – 60 м. Морфологическая выраженность уступа определяется, как правило, его экспозицией. Уступы, обращенные на север и восток, при прочих равных условиях более пологие и в подошве перекрыты шлейфом плейстоценовых склоновых отложений. Денудационное происхождение уступа ярче проявляется при его экспонировании на юг и на запад. В некоторых местах этот уступ имеет столь четкое морфологическое обособление, что придает расчлененной поверхности нижнего плато ярко выраженный столово-останцовый характер (рис. 2.4). Эти же места убедительно свидетельствуют о самостоятельном значении эпохи выравнивания рельефа, в течение которой произошло формирование уровня плейстоценовой планации. Еще одной специфической особенностью этого уровня является наличие, хотя и несовместимое, на его поверхности материковых дюн.

Поверхность плейстоценовой планации «срезает» более низкие по залеганию и относительно более древние толщи осадков верхней перми. Обычным на ней является покров четвертичных отложений разного происхождения и разной мощности.

2.2.2. Происхождение и возраст поверхностей выравнивания

Изучение географии распространения, высотного положения, морфологических особенностей поверхностей выравнивания, помимо установления общего морфологического облика земной поверхности, имеет важное методическое значение для восстановления существенных рубежей перестройки природной обстановки (климатических условий и тектонического режима) территорий. Дело в том, что территории, развивавшиеся в течение длительного времени в континентальном режиме, не имеют осадков, необходимых для восстановления природной обстановки прошлых геологических эпох. В Вятско-Камском междуречье, например, из сводного геологического разреза выпадают отложения практически всего мезозоя и кайнозоя. История продолжительностью почти 200 млн. лет не оставила после себя никаких геологических следов. В таких условиях роль своеобразных временных реперов геологической истории выполняют поверхности выравнивания. Они как бы «берут» на себя роль маркирующих горизонтов в толще осадков платформенного чехла, служащих опорными реперами для восстановления климато-ландшафтной обстановки и режима тектонических движений прошлых геологических эпох. Однако для этого мы должны знать типы выравнивания рельефа. Они имеют специфические, присущие только им черты, определяемые природной обстановкой.

Современные представления о механизме выравнивания рельефа с теми или иными оговорками объединяются вокруг учения В.М. Дэвиса «о географическом цикле» (1962) и образовании пенеппенов, а также альтернативных идей Л. Кинга (1968) о педипланации рельефа и образовании педипленов. Схема «цикла нормальной эрозии» применительно к выравниванию рельефа в условиях гумидного климата была разработана Дэвисом в конце XIX века. Несмотря на критику, как полагают многие авторитетные ученые (Тимофеев, 1979), основные положения схемы выравнивания рельефа и образования пенеппенов остаются верными до сих пор. В последующих работах было внесено одно существенное дополнение в схему Дэвиса. По современным представлениям одним из существенных генетических признаков пенеппена является фиксация его поверхности площадной химической корой выветривания значительной мощности (Поверхности..., 1974; Сигов, 1973; Наумов, 1981). Это, несомненно, указывает на формирование пенеппена в условиях теплого, влажного гумидного климата экваториальных и тропических широт. В условиях гумидного климата умеренных широт химическое выветривание ограничивается образованием лишь зональных типов почв.

Выравнивание рельефа и образование пенеппена, судя по анализу современных литературных источников (Поверхности..., 1974; Сигов, 1973; Тимофеев, 1979), охватывает весь водосборный бассейн и сопровождается планацией всей его поверхности путем выколаживания склонов за счет не только механической, но и химической денудации. Поэтому пенеппенизацию иногда образно называют выравниванием рельефа «сверху».

Л. Кинг в середине прошлого века выдвинул альтернативную идею выравнивания рельефа путем педипланации (1968). Его идея в значительной степени опиралась на представления В. Пенка об эволюции склонов (1961). Кинг рассматривал выравнивание рельефа как результат параллельного отступления склонов и формирования в их основании педиментов. Выравнивание рельефа начинается вдоль речных долин и внедряется на междуречья путем постепенного расширения педиментов в основании отступающих склонов. Выравнивание рельефа идет как бы «сбоку», постепенно «съедая» площади междуречий. На последних стадиях выравнивания от междуречий могут остаться лишь останцы. Слившиеся педименты образуют обширную денудационную поверхность выравнивания – педиплен, привязанный к базису эрозии рек, вдоль которых он начал формироваться. Кинг полагал возможность формирования педипленов в широком спектре климато-ландшафтных обстановок. Однако большинство исследователей в настоящее время сходятся во мнении, что активное формирование педипленов происходит в основном в условиях семиаридного климата умеренных широт и семигумидного климата саванн.

Еще один механизм формирования выровненных поверхностей, имеющих региональное развитие, был предложен в середине 60-х годов прошлого века нашим соотечественником Ю.А. Мещеряковым (1964). Он рассматривал возможность образования сопряженных денудационных и аккумулятивных поверхностей, образующих единый геоморфологический уровень. Денудационные части таких уровней, по его представлениям, чаще всего выработаны абразией морских волн, а аккумулятивные – коррелятными времени денудации морскими осадками. Аккумулятивные и денудационные участки суши, сопряженные в единый геоморфологический уровень, по его мнению, представляют собой полигенетическую поверхность выравнивания.

Помимо климата, на цикличность проявления эпох расчленения и выравнивания рельефа оказывает влияние и режим тектонических движений. Уступы, разделяющие разновысотные поверхности выравнивания, однозначно свидетельствуют, что эпохам пенепленизации или педипланиции рельефа предшествовала эпоха его расчленения. Фазы стабилизации тектонических движений являются наиболее оптимальными для выравнивания рельефа. Оптимальными условиями для образования полигенетических поверхностей выравнивания, по мнению приверженцев этой идеи, являются эпохи морских трансгрессий. Иногда благоприятные климатические условия и тектонические режимы совпадают во времени и в пространстве, предопределяя становление единых ярко выраженных тектоно-климатических циклов выравнивания рельефа, проявляющихся на обширных площадях суши.

Эти вводные замечания относительно типов выравнивания и тектоно-климатических условий их проявления необходимы для правильного освещения вопроса о происхождении вышеописанных поверхностей выравнивания Вятско-Камского междуречья, неотделимого от востока Русской равнины. К сожалению, этот вопрос в геоморфологической литературе освещается до сих пор весьма противоречиво.

Принципиальное значение для восстановления хронологии эпох выравнивания и образования ступенчатости рельефа востока Русской равнины имеет правильная трактовка происхождения и возраста поверхности верхнего плато. Для рассматриваемой части Русской равнины и сопряженных с нею территорий (Вятский Увал, Северные Увалы, Пермское и Башкирское Предуралье, Татарское Закамье) поверхность его является исходной для образования последующих, расположенных ниже, поверхностей выравнивания. Следовательно, она является и наиболее древней. Общее правило определения относительного возраста поверхностей выравнивания гласит, что в серии ступенчато расположенных поверхностей выравнивания, разделенных денудационными уступами, верхняя поверхность древнее нижних. Исходное положение поверхности верхнего плато практически никем не оспаривается. Однако возраст и происхождение ее трактуется по-разному.

Еще в 30 — 40-е гг. прошлого века А.Н. Мазаровичем (1932), М.В. Пиотровским (1945) методом возрастных рубежей был установлен геологический возраст исходной поверхности. Последний рассматривается как миоценовый на основании того, что наиболее молодой толщей, срезанной денудационной поверхностью верхнего плато, являются морские палеогеновые отложения. Расчленение и последующее выравнивание рельефа могло начаться, естественно, только в континентальных условиях после регрессии палеогенового моря. Верхний возрастной рубеж выравнивания рельефа ограничивался временем заложения глубоких эрозионных врезов, известных на востоке Русской равнины как предкиньельские. Время предкиньельских врезов, судя по публикациям последних лет (Яхимович и др., 1985), приходится на конец позднего миоцена и начало раннего плиоцена. Следовательно, основное время выравнивания рельефа, сформировавшего поверхность верхнего плато, соответствует миоцену.

В генетическом отношении поверхность верхнего плато рассматривается этими исследователями как пенеплен. Это и не удивительно. Альтернативные пенепленизации механизмы выравнивания рельефа в те годы, как в отечественной, так и в зарубежной литературе, не обсуждались. Позднее к аналогичной точке зрения относительно генезиса и возраста поверхности верхнего плато присоединились известные исследователи рельефа Поволжья А.П. Дедков (1970) и Башкирского Предуралья А.П. Рождественский (1971).

Иную точку зрения относительно происхождения и возраста поверхности верхнего плато выдвинул автор идеи о формировании полигенетических поверхностей выравнивания Ю.А. Мещеряков (1972). Морские отложения палеогена, по его мнению, не срезаны поверхностью верхнего плато. Они являются коррелятными времени формирования денудационной части последнего и в совокупности с ней формируют единую поверхность выравнивания полигенетического типа. Таково обоснование более древнего, палеогенового возраста поверхности верхнего плато. Подобной точки зрения относительно происхождения и возраста поверхности верхнего плато придерживается также С.К. Горелов (1972).

К проблеме возраста и происхождения верхнего плато Восточно-Европейской равнины в начале 90-х гг. вновь обратился А.П. Дедков (1993). На основе анализа геолого-геоморфологического материала по территории обширной Восточно-Европейской равнины он привел убедительные доказательства о молодом, миоценовом возрасте поверхности верхнего плато. Широкое использование климато-геоморфологического подхода к анализу исходного материала позволило А.П. Дедкову развить представления некоторых ученых (В.Д. Лоскарева, А. Яна) об исключительной роли климатического фактора в образовании поверхности верхнего плато. Миоцен, как показывает

изучение геологического материала обширных территорий Евро-Азиатского материка, был эпохой коренной перестройки климато-ландшафтной обстановки (Сигов, 1973; Илларионов, 2007). Эта перестройка выразилась, прежде всего, в смене растительного покрова. В начале миоцена лесная листопадная флора сменилась на степную. Степные ландшафты, с сопутствующей им гиппариновой фауной, стали доминирующими на обширных пространствах Евро-Азиатского материка. Миоцен, особенно поздний, стал эпохой великого остепнения ландшафтов умеренного пояса от Пиреней до Центральной Азии. Со сменой климато-ландшафтной обстановки произошла и смена типов выравнивания рельефа. Пенепленизация, свойственная теплому влажному климату мезозоя и раннего кайнозоя на рубеже палеогена и неогена, сменилась на педипланацию. По мнению А.П. Дедкова, «денудационная поверхность верхнего плато образовалась в результате саванной планации, которой благоприятствовала относительная тектоническая стабильность.... Однако тектоническая стабильность сама по себе не является условием, достаточным для денудационной планации рельефа. Последняя может происходить лишь в благоприятных для нее климатических условиях» (Дедков, 1993. С. 86, 89). В данном случае происходило наложение в пространстве и во времени тектонических и климатических факторов, благоприятствующих выравниванию рельефа. Этот единый миоценовый тектоно-климатический цикл выравнивания рельефа особенно ярко выражен к востоку от Вятско-Камского междуречья – в контурах Уральского возрожденного орогенного пояса, Тургайского прогиба и Казахского щита. Особенности проявления миоценового цикла выравнивания в этих местах достаточно хорошо освещены в литературе (Сигов и др., 1968; Илларионов, 1981; Илларионов, 1990).

Образование аналогичных по возрасту и по происхождению поверхностей выравнивания в разных структурных областях свидетельствует об огромных масштабах явления, охватившего крупные блоки земной поверхности, и о единстве причин, его предопределивших. В миоцене были исключительно благоприятные для выравнивания рельефа климатические условия и режим тектонических движений, совпавшие во времени и в пространстве.

Необходимо отметить одну особенность поверхности верхнего плато как миоценового педиплена не только в пределах Вятско-Камского междуречья, но и на площади сопредельных территорий. На ней нет коры выветривания, весьма обычной на педипленах Урала и Зауралья. Это может свидетельствовать о существенной перестройке исходной поверхности миоценового педиплена за счет последующей планации. Не исключается, однако, возможность наложения красноцветной миоценовой коры выветривания на коренные (пермские и триасовые) красноцветы. Их объединяют цветовая окраска и включения, аналогичные для обеих толщ (конкреции карбоната, стяжения гипса и кальцита, выцветы солей). Возможно, здесь происходит своеобразная «мимикрия» миоценовой красноцветной коры выветривания под коренные красноцветы, которая трудно выявляется в условиях полевого картирования.

Поверхность педиплена после своего образования испытала значительную трансформацию в основном под воздействием новейших тектонических движений. Различие ее высотных отметок в пределах разных орографических элементов Вятско-Камского междуречья и сопредельных территорий является, прежде всего, их следствием.

Как общую закономерность изменения высотных отметок исходной поверхности миоценового педиплена под воздействием новейших тектонических движений необходимо отметить следующее. Его поверхность медленно снижается на запад по мере удаления от возрожденных Уральских гор. Например, в пределах Удмуртского порога, в его приуральской части (Тулвинская возвышенность) поверхность миоценового педиплена поднята до 450 м. На этих же широтах в контурах Вятского Увала отметки миоценового педиплена не превышают 300 м абс. высоты. При равной удаленности от зоны возрожденного орогенеза наиболее поднятые части верхнего плато, как правило, приурочены к узлам пересечения гребней волн тектонических движений широтного и меридионального простиранья. Причины, порождающие эти волны, связаны, возможно, со сжатием и растяжением земной коры в новейшее время. Однозначно они были мало амплитудными и представляли собой, по-видимому, складки большого радиуса действия. Они не могли трансформировать геоструктурную основу, сформированную в доновейшие циклы тектонического развития. Роль этих складок была весьма значимой в деформации поверхности миоценового педиплена и в последующем ее расчленении под действием экзогенных процессов. Это особенно заметно при широтном простираньи гребней таких складок. Разноэкспонированные их крылья, соответствующие в рельефе слабо деформированной поверхности педиплена, медленно осваивались эрозионной сетью. Интенсивность эрозии и разнообразие экзогенных процессов и созданных ими форм рельефа в значительной степени определялись экспозицией поверхности педиплена. Поверхность педиплена,

обращенная к теплым румбам (на юг, юго-запад), подверглась активному воздействию экзогенных процессов. Спектр последних резко расширился в перигляциальной обстановке плейстоцена. Поверхность педиплена, соответствующая в пространстве южному крылу широтных складок, подверглась более интенсивному расчленению и замещению ее поверхностью нижнего плато. Такая картина, по существу, характерна для всех возвышенностей Вятско-Камского междуречья, имеющих широтное простирание. Особенно четко это проявляется в пределах Кулиго-Пудемского структурного вала, представленного в рельефе одноименной куэстовой грядой. Эрозионная сеть, дренирующая южное крыло вала, своими истоками уже достигла, а местами, по-видимому, пересекла его гребень. Именно в таких местах поверхность верхнего плато круто обрывается к поверхности нижнего, а разделяющий их склон приобретает вид куэсты. Подобную картину можно наблюдать в пределах *Шаркано-Мултанской* гряды, соответствующей широтному структурному валу. На его южном крыле поверхность миоценового педиплена полностью уничтожена эрозионной деятельностью истоков Ижа и Вотки. Веерообразно сходящиеся водотоки низких порядков образуют здесь крупные «водосборные воронки», достигающие в поперечнике 15-20 км. Такие воронки «вгрызаются» в поверхность верхнего плато, придавая его уступу вид высоких живописных куэст (рис. 2.7).

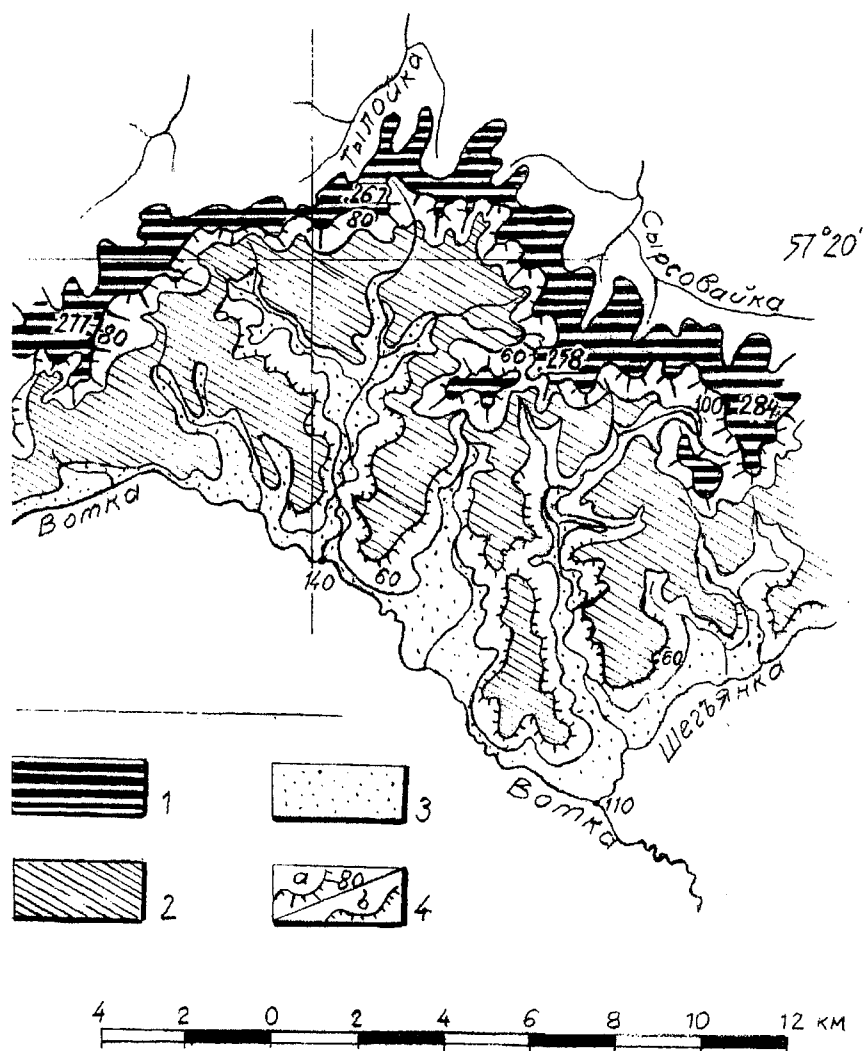


Рис. 2.7. Куэсты Шаркано-Мултанской гряды: 1 - верхнее плато, 2 - нижнее плато, 3 - поверхность плейстоценовой планации, 4 - уступы и их относительные высоты: а) верхнего плато, б) нижнего плато

Таким образом, если новейшая тектоника в значительной степени предопределила высотное положение поверхности миоценового педиплена, то степень сохранности, формы последующей

морфологической трансформации и масштабы ее замещения поверхностью нижнего плато в значительной степени зависели от климатических условий.

Происхождение и возраст поверхности нижнего плато, вплоть до последних десятилетий, оставались предметом научных споров. Ю.А. Мещеряков (1972) и С.К. Горелов (1972) считали ее позднемиоценовой – раннеплиоценовой. В Башкирском Предуралье А.П. Рождественский рассматривал ее как позднеплиоценовую денудационную равнину, сформировавшуюся привязанно к уровню аккумуляции акчагыльских озерно-морских отложений. Верхняя часть разреза последних, отмечаемая на абс. отметках 170-180 м, является, таким образом, коррелятной времени образования поверхности нижнего плато.

Возраст поверхности нижнего плато был уточнен в работах А.П. Дедкова и В.В. Мозжерина, выполненных в Среднем Поволжье (Дедков, Мозжерин, 2000; Мозжерин, 2003). Любопытно отметить полную аналогию количества и высотных отметок уровней денудационных поверхностей Среднего Поволжья и Вятско-Камского междуречья. В одной из своих совместных публикаций (Дедков, Мозжерин, 2000) они отмечают, что «нижнее плато имеет две высотные ступени... Преобладает верхняя ступень с абс. высотами 180-240 м. Более низкая ступень с высотами 140-160 м также является денудационной, но имеет локальное развитие близ долин главных рек» (с. 56). Нижним плато, как и мы, они называют лишь его главную, верхнюю 180-240-метровую поверхность.

На поверхности нижнего плато, прилегающей к склонам высокого плато, этим авторам удалось выделить маломощную (в среднем около 9 м) субэдральную толщу. Покров этих отложений имеет преимущественно делювиально-пролювиальное происхождение. Характер взаимоотношения этой покровной толщи с другими генетическими типами отложений и ее залегание однозначно свидетельствуют, что она является коррелятной времени формирования поверхности нижнего плато. Накопление этой покровной толщи, по палеомагнитным данным, приходится на интервал времени от 1,2 млн. лет до 700 тыс. лет назад. Судя по спорово-пыльцевым данным, полученным в основном из осадков, синхронных по времени накопления покровной толще, это было время иссушения климата и смены лесостепных ландшафтов раннего эоплейстоцена на степные и полупустынные ландшафты позднего эоплейстоцена. Смена климата и ландшафтной обстановки предопределила смену типов выравнивания рельефа. В другой работе (2003) В.В. Мозжерин отмечает, что «решающее значение в развитии склонов приобретает эрозия временных нерусловых потоков» (с. 23). Склон высокого плато под воздействием этих потоков начинает активно отступать, а в основании отступающего склона – формироваться педимент. Слившиеся педименты перерастают в педиplen, который представляет в настоящее время поверхность нижнего плато. Таким образом, по современным представлениям поверхность нижнего плато Среднего Поволжья сформировалась путем педиplanации в эоплейстоцене.

А.П. Дедков и В.В. Мозжерин подчеркивают, что семиаридный цикл морфо- и литогенеза эоплейстоценового времени охватил огромные пространства юга умеренного пояса Евразии от Атлантического до Тихого океана. Территории Поволжья, естественно, и Вятско-Камского междуречья являются лишь частью этой обширной полосы. Поэтому есть полное основание рассматривать поверхность нижнего плато Вятско-Камского междуречья как педиplen. Он сформировался в эоплейстоцене, во вторую после миоцена эпоху иссушения климата, охватившую, как и в позднем миоцене, обширную трансрегиональную полосу умеренных широт всего Евро-Азиатского материка.

Труднее обстоит дело с определением происхождения и возраста поверхности плейстоценовой планации. Самостоятельность цикла выравнивания рельефа, сформировавшего этот уровень, очевидна. Этот уровень с абс. отметками 140-160 м прислоняется к четко выраженному денудационному уступу нижнего плато (рис. 2.4). Следовательно, он заведомо моложе поверхности нижнего плато. Отмечалась пространственная привязанность уровня плейстоценовой планации к долинам современных рек. Однако не менее важно другое обстоятельство – его широкое развитие в контурах низин, лишь взаимодействованных долинами современных рек, но отнюдь не ими сформированных. Это, видимо, свидетельствует о том, что формирование этого уровня произошло после эоплейстоцена (время образования поверхности нижнего плато), но до образования наиболее древних террас долин современных рек. Иными словами, время образования поверхности плейстоценовой планации предшествует времени образования предвенедского эрозионного вреза в долинах рек Камского бассейна.

О климато-ландшафтной обстановке времени образования уровня плейстоценовой планации можно судить лишь по косвенным данным. Уступ нижнего плато, к которому прилагается этот уровень, имеет четко выраженный вогнутый профиль. Эта вогнутость обусловлена шлейфом

склоновых осадков, имеющих делювиально-солифлюкционное происхождение. На уступах нижнего плато в некоторых местах наблюдаются узкие, но морфологически достаточно хорошо обособленные денудационные площадки. Комплекс форм рельефа и рыхлых четвертичных отложений, сопряженных с уровнем плейстоценовой планации, указывает, скорее всего, на то, что образование его происходило в условиях сухого, холодного климата. Денудационные площадки этого уровня, прилегающие к уступу нижнего плато, представляют собой, возможно, педименты, сформировавшиеся в условиях холодной, сухой перигляциальной обстановки, соответствующей, возможно, окскому плейстоценовому покрову Русской равнины. О холодной климато-ландшафтной обстановке времени образования этого уровня свидетельствует еще один факт. Часто, как уже указывалось, его поверхность несет на себе покров золовых отложений. В тех местах, где подобный покров встречается в отрыве от толщи аллювиальных отложений современных рек, источником песка могли служить только продукты морозного выветривания терригенных толщ коренных пород. Скудный почвенно-растительный покров перигляциальных ландшафтов не препятствовал проявлению золовых процессов, переносу и аккумуляции продуктов криозлювия или в виде маломощных (до 3, реже до 5 м) золовых покровов, или же в виде ярко выраженных материковых дюн.

По своему происхождению этот уровень полигенетический. Его денудационные участки представляют, возможно, педименты, сформировавшиеся в условиях холодного, сухого климата перигляциальной зоны. Отложения, коррелятные педиментам, являются склоновыми, возраст которых, к сожалению, к настоящему времени не установлен. Поверхность плейстоценовой планации, как во время образования, так и впоследствии, подверглась существенной переработке различными процессами в субэразальной обстановке. Среди этих процессов весьма существенную роль играли золовые.

2.2.3. Ступенчатость в рельефе речных долин и уступов разновысотных поверхностей выравнивания

Происхождение этой ступенчатости второго порядка связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью современных рек и прослеживается вдоль их долин. На уступах разновысотных поверхностей выравнивания, а также на коренных склонах речных долин наблюдается структурная ступенчатость третьего порядка, обусловленная выходом на эрозионный срез пластов коренных пород, устойчивых к выветриванию и эрозионному размыву. Можно считать общепризнанной ведущую роль климата, предопределившего осадконакопление в перигляциальной обстановке. Впервые на это обратил внимание Г.И. Горецкий (1958), выделив особую, перигляциальную, формацию континентальных осадков. Любопытно отметить, что значительная часть фактического материала для обособления новой формации континентальных отложений была получена Горецким в Вятско-Камском бассейне в ходе геологических изысканий под строительство Камского каскада гидроэлектростанций. Особенно ощутимой роль климата была в проявлении эрозионно-аккумулятивных процессов в долинах рек. Общая схема причинно-следственных связей эрозионно-аккумулятивных процессов в водосборном бассейне от изменения климато-ландшафтной обстановки в настоящее время достаточно надежно обоснована геологическими и геоморфологическими данными (Бутаков, 1986; Васильев, 1980; Климатические..., 1977). Фаза эрозионного размыва в долинах рек приходится в основном на эпохи межледниковий. Размыву способствует восстановление растительного покрова на площади водосбора. Вследствие этого существенно меняется характер процессов, ответственных за поступление в реки твердого стока: на водоразделах морозное (криогенное) выветривание вытесняется зональным почвообразованием; на склонах сходят на нет процессы делювиального смыва и солифлюкционного «течения» продуктов выветривания. Поэтому резко сокращается объем твердого стока, поступающего в реки. Реки, освобожденные от прежней нагрузки твердым стоком, значительную часть своей энергии начинают тратить на эрозионную деятельность. В эпохи оледенений происходили противоположные явления. С восстановлением вечной мерзлоты резко активизировались склоновые процессы. В балансе жидкого и твердого стока, обеспечивающего нормальную транспортирующую функцию водотока, возрастала доля твердого стока. В днищах рек начинала возобладать фаза накопления (аккумуляции) транспортируемого материала. Это приводило к тому, что поверх «нормального» аллювия, накопившегося в эпоху межледниковья, начинал откладываться весьма специфический материал. Этот материал рассматривается многими исследователями как отложения перигляциальных водоемов и описывается чаще всего как перигляциальный аллювий.

Климатически обусловленная цикличность накопления аллювиальных отложений и террасообразования оказалась, однако, существенно нарушенной влиянием других факторов, прежде всего тектоники. Тектоника, наложенная на климатические циклы террасообразования, могла усилить или, наоборот, ослабить морфологическую выраженность ступенчатости в рельефе речных долин. Весьма заметное влияние на чередование фаз врезания речных долин Камского бассейна и заполнения их осадками, как показали еще исследования Г.И. Горецкого (1964), оказала геологическая история Каспия в новейшее время. Каспий как конечный водоем Волжско-Камского водосборного бассейна в неотектонический цикл испытал несколько ярко выраженных фаз трансгрессивного и регрессивного развития. По крайней мере, воды максимальной акчагыльской трансгрессии Каспия по узким долинам палео-Волги и ее притоков ингрессировали вплоть до Удмуртского порога. Несомненный след на особенностях проявления фаз врезания речных долин и накопления в них осадков оставил еще один фактор – близость Вятско-Камского междуречья к плейстоценовым ледниковым покровам. Влияние этого фактора из-за слабой изученности покрова четвертичных отложений Камско-Печорского междуречья и хронологии ледниковых событий остается до сих пор в должной степени неоцененным. По крайней мере, не требует особых доказательств то обстоятельство, что таяние ледниковых покровов сопровождалось появлением избыточности воды, одного из активнейших агентов флювиального морфогенеза. Эта избыточность служила и предпосылкой и причиной изменения эрозионно-аккумулятивных процессов в речных системах. Она же могла быть причиной существенной перестройки структуры и рисунка эрозионной сети Камского водосборного бассейна, включая его Вятско-Камскую часть.

Совокупное участие факторов, предопределивших осадконакопление и террасообразование в речных долинах, их соотношение между собой определили различные условия залегания аллювиальных толщ и сложенных ими речных террас.

Анализ литературных источников (Горецкий, 1964; Сиднев, 1976; Яхимович и др., 1985; Тупиков, 2001) позволяет выделить несколько эрозионно-аккумулятивных циклов в Камском водосборном бассейне, оставивших заметный след на его территории. Таких циклов выделяется семь: 1) плиоценовый, 2) эоплейстоценовый, 3) венедский, 4) среднелепесткоценовый (лихвинско-московский), 5) микулинско-калининский, 6) позднелепесткоценовый, 7) голоценовый. Каждый из этих циклов характеризуется своеобразным сочетанием различных литолого-фациальных типов осадков флювиального литогенеза. Особенности последнего на разных участках водосборного бассейна зависели от значимости и роли факторов, его определивших: тектоники, климато-ландшафтных условий и временной привязки к коренным рубежам перестройки природной обстановки.

Дадим краткую характеристику этих циклов.

Плиоценовый. Он соответствует времени активного проявления эрозии и выработки глубоких «предкиньельских» речных долин (Яхимович и др., 1985). В акчагыле эти глубокие конькообразные долины были заполнены речными, озерными, большей же частью морскими осадками вод ингрессировавшего Каспия. Наиболее широко эти осадки представлены в долинах палео-Белой и палео-Вятки. В долине Камы они отсутствуют от устья Чусовой до устья Белой. В долине Верхней Камы плиоценовые отложения появляются в Соликамской низменности. Здесь они заполняют долину небольшой реки, протекавшей по дну карстовой депрессии. В фазы регрессии вод Каспия в апшероне в пределах плиоценовой долины палео-Белой и ее притоков шло накопление озерных и озерно-лиманных отложений. Они сохранились в Закамье, от последующего размыва, на абс. отметках 150-160 м, местами 170-175 м. Плиоценовый цикл проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейне Белой и ее притоков был в значительной степени спровоцирован колебаниями уровня Каспия. Они, в свою очередь, были связаны с активизацией тектонических движений в альпийском орогенном поясе.

Эоплейстоценовый цикл соответствует начальным стадиям заложения крупных речных долин Камского водосборного бассейна. Причиной заложения рек явилось, возможно, изменение климатических условий. Сухой теплый климат раннего эоплейстоцена позже, в связи с формированием первых ледниковых покровов, постепенно начал меняться в сторону гумидного климата умеренных широт. Подобные изменения климатических условий естественно сопровождалось увеличением объема стока и заложением на выровненной поверхности нижнего плато первых эрозионных понижений. В эоплейстоценовый цикл наблюдаются две фазы оживления эрозионно-аккумулятивных процессов. Они нашли отражение в образовании двух ступеней цокольных террас – VI и V. Фрагменты этих террас описаны в бассейне нижней Камы (Алексеева и др., 2005; Глушанкова, Агаджанян, 1993; Тупиков, 2001).

Венедский цикл связан с образованием глубокого эрозионного вреза, во многих местах наследующего плиоценовые врезы. Врез наиболее ярко выражен в низовьях Камы, после устья Белой. Его заполняет нормальный, фациально расчлененный аллювий. Он выделяется Г.И. Горецким под названием венедской свиты. Здесь аллювиальные отложения венедской свиты перекрываются толщей аллювиально-озерных отложений орловской свиты мощностью 17 м (Горецкий, 1964). Обе свиты мы относим к единому, венедскому, эрозионно-аккумулятивному циклу. Осадки свит погребены под более молодыми аллювиальными толщами, и сложенные ими геоморфологические ступени в современном рельефе не встречаются. Самостоятельность проявления этого эрозионно-аккумулятивного цикла на широтном отрезке низовий Камы, низовий Вятки и Ижа очевидна. В среднем и верхнем течении Камы, за исключением Соликамского участка, выделение венедского эрозионно-аккумулятивного этапа сопряжено с большими трудностями. Дело в том, что ниже Соликамска, почти до устья Белой, венедская свита, выделяемая здесь Г.И. Горецким, лежит всего на 2-6 м ниже базальной толщи аллювия молодых террас (пойменной и надпойменной). Сама она также представлена только базальным грубообломочным аллювием. В этой обстановке разделение базальных толщ аллювия, принадлежащих к разным эрозионно-аккумулятивным циклам, как отмечает Горецкий, становится задачей практически не разрешимой. Венедский эрозионно-аккумулятивный цикл во флювиальном литогенезе бассейна Камы особенно ярко проявился в ее нижнем течении. Его, скорее всего, следует связывать с колебаниями уровня конечного водоема – Каспия.

Среднелепистоценовый цикл относится ко времени образования двух самостоятельных аллювиальных толщ, обладающих исключительным сходством состава и основных литолого-фациальных типов осадков, принимающих участие в их строении. Разрез обеих толщ однотипен. Внизу залегает нормальный, фациально-расчлененный аллювий. Сверху, без видимых следов размыва, на нем залегают осадки слабопроточных водоемов. Они представлены преимущественно мелкозернистыми песками и алевритами, имеющими характерную тонкогоризонтальную или переплетенную слоистость. Палеоботанический материал, а также структурно-текстурные признаки разреза обеих толщ свидетельствуют о том, что их нижняя часть (нормальный аллювий) накапливалась в условиях межледникового, а верхняя часть – в перигляциальной обстановке среднелепистоценовых ледниковых покровов. Время накопления нижней толщи многие исследователи склонны отнести ко времени лихвинского межледникового и днепровского оледенения, а верхней – ко времени одинцовского межледникового и московского оледенения (Васильев, 1980; Тупиков, 2001). Обе толщи формируют самостоятельные террасовые тела. Однако ступени террас, сложенные этими аллювиальными толщами, геоморфологическими методами практически не выявляются. Геоморфологические трудности их выявления обусловлены:

во-первых, слиянием ступеней разновозрастных террас (их обозначают как IV и III надпойменные) почти в единый геоморфологический уровень. В зависимости от степени переработки исходной поверхности террас процессами субэдральной денудации и аккумуляции высота этой единой геоморфологической ступени колеблется от 27-30 м до 40-47 м над руслом реки;

во-вторых, как правило, вложенным характером строения террас. При однотипном строении аллювия, принимающего участие в их строении, при отсутствии буровых данных о высоте цоколя террас ни геологические, ни геоморфологические материалы не дают надежных диагностических признаков для определения принадлежности осадков к III или IV надпойменной террасе. Лишь высотное положение цоколя террасы может дать косвенные сведения о принадлежности слагающих ее осадков к одной из фаз среднелепистоценового эрозионно-аккумулятивного цикла.

Среднелепистоценовый эрозионно-аккумулятивный цикл протекал, по-видимому, на фоне относительно стабильного тектонического режима. Существенной в определении ритмики осадконакопления была периодическая смена климатических условий.

Микулинско-Калининскому циклу соответствует время накопления осадков и формирования поверхности II надпойменной террасы. По отношению к геоморфологической ступени, образованной поверхностями IV и III террас, вторая надпойменная терраса является врезанной. По своим высотным отметкам местами она приближается к сниженным участкам III и IV надпойменных террас, благодаря наличию на ее поверхности покрова эоловых песков и, очень часто, материковых дюн. Из-за последних высота террасы может достичь 32-35 м над руслом реки. В случае наложения песчаного покрова на более высокие элементы рельефа, а такое бывает часто, поверхность II надпойменной террасы теряет свою морфологическую индивидуальность. В местах, где исходная поверхность террасы не подверглась существенной трансформации под воздействием эоловых процессов, ее высота над руслом Камы, Вятки колеблется обычно от 15-18 до 23-28 м. Эта ступень рельефа не

всеми исследователями рассматривается как поверхность II надпойменной террасы. Г.И. Горецкий, в отличие от А.И. Пряхина (1961), Н.В. Рябова (1961) и др. исследователей, считает ее III и рассматривает как составную часть IV надпойменной террасы. В последующие циклы, при формировании I надпойменной террасы, и особенно пойменных террас, эрозия существенно уничтожила ее поверхность. Тем не менее, в комплексе древних плейстоценовых террас она является единственной, более или менее удовлетворительно картируемой геоморфологическими методами. Несмотря на фрагментарность своего развития, в то же время она является как бы сквозной, прослеживаемой на всех участках долины Камы в ее описываемой нами части. В числе факторов, предопределивших обособление рассматриваемого эрозионно-аккумулятивного цикла, помимо климата, была, очевидно, тектоника. По отношению к исходной поверхности IV надпойменной террасы цоколь II террасы врезан на глубину до 40 и более метров. По своим высотным отметкам, если «снять» насаженный покров золотых отложений и форм рельефа, поверхность II надпойменной террасы тяготеет к ступени низких террас (позднеплейстоценовых и голоценовых).

Общий тренд восходящего развития рельефа, наметившийся в начале позднего неоплейстоцена, усилился в последующие циклы проявления процессов флювиального осадконакопления и рельефообразования. Периодичность изменения тектонического режима, наложенная на периодичность колебаний климатических условий, предопределила четкую выраженность фаз эрозионного вреза и последующего заполнения врезом аллювием.

Эрозионный врез шестого, *позднеплейстоценового*, цикла предшествовал времени накопления осадков I надпойменной террасы и формирования ее поверхности. Поверхность террасы плохо сохранилась от последующего размыва. К тому же она плохо обособляется от поверхности высокой поймы. Относительно надежным диагностическим признаком для разделения поверхностей этих террас служит состав аллювия, слагающий их тела, и наличие в тыловой части поверхности I надпойменной террасы маломощного чехла делювиально-солифлюкционных отложений. Этот чехол перекрывает аллювий или же фациально замещает верхнюю часть его (аллювия) разреза. Подобная картина в основном характерна для долин малых, реже средних рек. I терраса и высокая пойма формируют единственную геоморфологически выраженную ступень (в основном за счет поверхности высокой поймы), прослеживаемую в долинах всех рек, включая относительно мелкие. В долинах крупных (Кама, Вятка) и средних (Чепца, Кильмезь, Иж, Вала) рек относительное превышение этой ступени над руслом рек колеблется от 3-5 до 8-10, редко до 12-15 м.

Основное время эрозионного размыва поверхности I надпойменной террасы приходится на *голоценовый* цикл. В течение этого незавершенного этапа идет накопление аллювия и формирование поверхности пойменных террас. Постель голоценового аллювия, в комплексе аллювиальных отложений позднего неоплейстоцена, занимает самое низкое положение (см. рис. 2.10-2.14), что, видимо, подтверждает возрастание амплитуд тектонических движений в голоцене на общем фоне восходящего развития рельефа, начавшегося еще в начале позднего неоплейстоцена.

Заслуживает внимания факт присоединения в голоцене к основным факторам флювиального осадконакопления и рельефообразования еще одного фактора — антропогенного. Влияние последнего особенно заметно на территории водосборных бассейнов, площади которых подверглись существенному хозяйственному освоению. В таких бассейнах, поверх исходной поверхности пойменных террас, происходит накопление молодого пойменного наилка. В бассейнах Вятско-Камского междуречья мощность этого наилка колеблется от 0,2-0,4 м до 1 м, вызывая соответствующее увеличение поверхности высокой поймы над руслом реки.

Ступенчатость рельефа в пределах речных долин, как следствие проявления эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, имеет различную выраженность и сохранность. Учет последней важен для оценки развития природной обстановки в водосборном бассейне в ходе становления эрозионной системы. По признаку выраженности и сохранности террас долины Камы и Вятки делятся на несколько участков. В долине Камы таких участков выделяется семь: 1) Тимшерский, долина Камы в восточной части Лойно-Слободской низины; 2) Кольчуго-Керчевский, Камская долина между одноименными населенными пунктами; 3) Соликамский, между устьями Вишера и Яйвы; 4) Косьвинский, между устьями Яйвы и Обвы; 5) Пермский, между устьем Обвы и с. Докша; 6) Сарапульский, от с. Докша до устья Белой; 7) Набережно-Челнинский, нижнее течение Камы, от устья Белой до слияния с Волгой.

Четыре участка по степени выраженности и сохранности поверхностей террас выделяются в долине Вятки: 1) Кирсинский, Вятка в пределах Лойно-Слободской низины; 2) Кишкильский, участок долины от г. Котельнич до устья Пижмы; 3) Советский, Вятка в контурах Вятских увалов; 4) Уржумский, долина Вятки от пос. Медведок до ее устья.

Схема взаимоотношения аллювиальных толщ и сложенных ими террасовых ступеней на разных участках долин Камы и Вятки приведены на соответствующих рисунках, а геологическая и геоморфологическая трактовка этих взаимоотношений – в разделе 2.3.

Ступенчатость, сформированная эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек, вносит существенное разнообразие в морфологию рельефа земной поверхности и территориально уступает ступенчатости, сформированной циклами денудационного выравнивания рельефа, охватившими обширные площади суши. Однако хронология террасообразования и его следствие – ступенчатость рельефа в долинах рек имеют крайне важное значение для восстановления истории становления крупных речных систем, каковой, в частности, является Камская. Морфологии речных долин посвящен следующий раздел (2.3). Предварительно краткие замечания о ступенчатости уступов разновысотных поверхностей выравнивания и коренных склонов речных долин.

Ступенчатость на коренных склонах речных долин и уступов разновысотных поверхностей выравнивания обязана своим происхождением вещественному составу горных пород, выходящих или экспонирующихся на эрозионный или денудационный срез. Высотное положение и степень выраженности ступенчатости на склонах (ее называют чаще всего структурной) зависят от положения пластов устойчивых пород в разрезе осадков платформенного чехла, вскрытого эрозией. Несмотря на пластовый характер залегания осадков платформенного чехла на ограниченных площадях, в их залегании в региональном плане заметно выражаются последствия проявления колебательных тектонических движений. Хотя амплитуда их незначительная, эти движения могут привести к заметной деформации пластов горных пород. Это хорошо заметно по изменению высотных отметок маркирующих горизонтов устойчивых пластов на десятки метров на расстоянии первых десятков километров. Поэтому о выдержанности высотных отметок структурных ступеней говорить не приходится. Ее можно наблюдать только на локальных участках. Может меняться и число структурных ступеней в зависимости от количества устойчивых пластов, выведенных на дневную поверхность.

Степень морфологической выраженности ступеней определяется составом пород и экспозицией склонов. Морфологически четко обособленные структурные ступени формируются чаще всего по кровле карбонатных пород (известняков, слюев, обогащенных стяжениями мергеля). Плоский характер приобретают местами фрагменты междуречий, «бронированные» сверху россыпью терригенного грубообломочного материала. Ширина структурных ступеней на склонах колеблется от первых десятков до первых сотен метров и редко где достигает 1,5-2 км. При всех прочих равных условиях степень морфологической выраженности структурных ступеней наиболее четко проявляется на склонах теплых румбов, то есть на склонах, обращенных на юг и запад. Однако причиной их образования не являются различия современных климатических характеристик (мощность снежного покрова, интенсивность его таяния, тепло- и влагообеспеченность) разноэкспонированных склонов. Часто структурные ступени связаны с реликтовыми плейстоценовыми формами (нивальные цирки, плейстоценовые асимметричные склоны). Это косвенно указывает на благоприятные условия препарировки устойчивых пластов и образования структурной ступенчатости в условиях перигляциального климата плейстоцена.

Возвращаясь к охарактеризованным выше эрозионно-аккумулятивным циклам, следует отметить неодинаковые условия залегания осадков и различное их участие в строении современного рельефа. Именно этим объясняется различная морфология долин рек на разных их участках.

2.3. Строение речных долин

Камская эрозионная система занимает территорию площадью 0,52 млн. км². Однако она примечательна не только значительной площадью своего водосборного бассейна. Территория последнего располагается в пределах разных климато-ландшафтных зон – от тайги до степей. Не менее разнообразна структурно-геологическая основа водосборного бассейна. Притоки Камы дренируют не только восточную часть Русской платформы и Предуральский прогиб, но и всю среднюю и южную часть возрожденного орогенного пояса Уральских гор. Более того, истоки некоторых рек – Чусовой, Уфы, Белой располагаются за Уралом, по существу, в контурах молодой Западно-Сибирской эпигерцинской платформы (рис. 2.1). Не менее разнообразными были палеоландшафты, на лоне которых с конца миоцена и начала плиоцена начали закладываться фрагменты эрозионной сети, ставшие в последующем составной частью единой водной системы. В длительной истории становления Камской эрозионной системы были знаковые события, придавшие элементам эрозионной сети и накопленным в них осадкам общие характерные черты. К таким

событиям, прежде всего, следует отнести выработку глубоких долин плиоценовых палеорек. Впоследствии, вплоть до позднего плиоцена, эти долины рек и Арктического бассейна (палео-Печоры, Мезени, Северной Двины) и Каспийского бассейна (палео-Волги, Белой, Вятки) были заполнены преимущественно морскими осадками. Существует предположение (Яхимович и др., 1985), что в среднем плиоцене, в эпоху максимума морской трансгрессии воды бессточного Каспия посредством долины палео-Камы были связаны с водами открытого Арктического бассейна.

Знаковыми событиями для Камской эрозионной системы в плейстоцене, несомненно, были чередующиеся между собой эпохи оледенений и межледниковий. Значительная часть ее площади находилась за краем плейстоценовых ледниковых покровов. Однако крупные правобережные притоки Вятки (Кобра, Летка, Молома) дренировали площадь Северных Увалов, покрытых ранне- и среднеплейстоценовыми ледниковыми покровами. То же самое можно сказать относительно левобережных притоков Камы – Весляны, Тимшера, Южной Кельтмы. По понижениям рельефа (Кудымкарская и Соликамская низменности) языки ранне- и среднеплейстоценовых ледниковых покровов внедрялись и на территорию северной части Вятско-Камского междуречья. Пограничное положение речных долин северной части бассейна Камы с ледниковыми покровами повлияло, прежде всего, на гидрологический режим водотоков. Таяние ледников спровоцировало их высокий и продолжительный паводковый режим. Избыток воды мог проявиться и в других формах. В зависимости от направления течения рек могли образоваться подпруженные ледником водоемы с застойным или слабопроточным режимом. Такие водоемы в силу тех или иных причин (тектонические перекосы, активная попятная эрозия в соседних водотоках) могли быстро, катастрофически, сбрасывать свои воды, оставив после этих событий ярко выраженные морфологические следы в виде ложбин сброса талых вод или спиллвеев (Гросвальд, 1983). К сожалению, временная увязка или корреляция таких событий во внеледниковой зоне с событиями и явлениями более северных широт сопряжена с большими трудностями. Дело в том, что трактовка природы и хронологии ледниковых событий в этой части Русской равнины остается до сих пор весьма дискуссионной (Лавров, 1966; Лавров, 1982; Потапенко, 1974; Потапенко, Никифорова, 1982; Яхимович и др., 1985). Поэтому палеогеографические реконструкции и временные корреляции в сложной истории становления Камской эрозионной системы носят не более чем предварительный характер. В своих палеогеографических построениях мы в значительной степени опирались на особенности проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на разных участках (см. разд. 2.2.2) Камской эрозионной системы в плиоцен-четвертичное время.

2.3.1. Эрозионно-аккумулятивные процессы в долине Камы

На первом, *Тимшерском* участке, Кама со своими притоками дренирует обширные болотные массивы. С левой стороны принимает ряд притоков. Наиболее крупными из них являются Весляна и Южная Кельтма с Тимшером. Бассейны этих рек дренируют Северные Увалы. С правой стороны в Каму на этом участке помимо небольших водотоков впадает лишь одна, средняя по протяженности река – Коса. Ее длина 267 км, площадь водосбора 8,8 тыс. км² (Краткая географическая..., 1964-1966). Бóльшей частью своего водосбора Кама располагается в контурах Кудымкарской равнины Вятско-Камского междуречья.

Днища болот (Дикое, Бызим, Ыджиднюр, Сосновое и др.) лежат на абс. отметках 130-140 м, на 12-15 м выше уреза рек, пересекающих болота. По своим высотным отметкам над руслом рек дно болот соответствует уровню их II надпойменных террас. Дно болот ограничивается береговым уступом высотой 10-15 м. Местами этот уступ заходит в устья рек (Кельтмы, Тимшера, Пильвы, Косы), оконтуривая своеобразные «заливы» болотных массивов. Единое дно болотных массивов и ограничивающий их береговой уступ, скорее всего, свидетельствуют о том, что здесь фиксируются элементы единого крупного реликтового водоема – Тимшерского пра-озера (Илларионов, 2006), к настоящему времени спущенного. О существовании этого крупного водоема в верхнем течении Камы свидетельствует один примечательный факт. Вышеупомянутый береговой уступ объединяет в единое целое не только днища болот и речных долин, открывающихся в их контуры, но и поверхность крупной сквозной ложбины. Эта ложбина (рис. 2.8) соединяет реки Камского бассейна с бассейном Вычегды. В литературе она известна под названием Кельтминского спиллвея (Гросвальд, 1983) или Кельтминской ложбины стока. В настоящее время ложбина мертвая. Лишь небольшие отрезки ее дна дренируются Северной Кельтмой и Южной Кельтмой, являющихся соответственно притоками Вычегды и Камы.

К сожалению, нам не известны условия залегания четвертичных отложений, выполняющих котловину Тимшерского озера и Кельтминскую ложбину стока. Однако некоторые работы, посвященные реконструкции плейстоценовой палеогеографической обстановки в пределах Северных Увалов (Потапенко, 1974; Потапенко, Никифорова, 1982) в северной части Кельтминской ложбины, показывают подпрудный водоем, соответствующий по времени эпохе московского оледенения.

Река Кама вступает контуры дна Тимшерского прaoзера в районе д. Верх. Старица. На протяжении около 80 км ее русло течет вдоль южного абразионного берега прaoзера. Оно практически не меандрирует. Единственная крупная излучина образовалась в устьевой части Косы. В целом в контурах дна прaoзера по своим плановым очертаниям русло похоже на пологую дугу, обращенную выпуклостью на юго-восток. В поперечном сечении оно напоминает искусственную канаву максимальной шириной 350-400 м, вырытую на дне прaoзера на глубину от 5-7 до 10-12 м. В западной части дна прaoзера, вдоль современного русла наблюдается значительное количество мелких стариц, соединенных между собой узкими протоками. Эта система водотоков соответствует, возможно, ранним фазам вреза русла Камы в осушившееся Тимшерское озеро. Такие же неширокие старицы, меньше современного русла Камы, характерны для дна долины на ее участке между поселками Бондюг и Кольчуг. Их особенно много по правобережью современного русла. Дно долины оконтуривается здесь горизонталью 120 м. Оно возвышается над современным руслом на 5-7 м и имеет ширину 3,5-4,0 км, сужаясь местами до 2 км. Помимо дна долины, напоминающего здесь по морфологии внутриваловую дельту, встречается фрагментами лишь одна терраса, возвышающаяся над руслом реки на 8-12 м.

Общий морфологический облик русла Камы в контурах дна спущенного Тимшерского озера (его значительная глубина вреза, отсутствие излучин) свидетельствует, по-видимому, о его интенсивном, скоротечном врезе. Такие явления в динамике русел часто связаны с явлениями перехвата одних речных систем другими. Это впечатление еще более усиливается в связи с изменениями морфологии долины Камы ниже пос. Кольчуг.

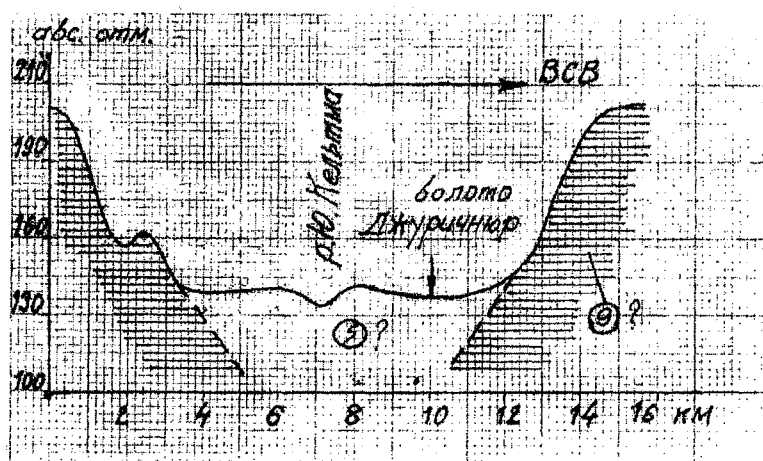


Рис. 2.8. Поперечный профиль Кельтминской ложбины стока (Кельтминского спиллвея)

Около пос. Кольчуг Кама меняет свое направление на меридиональное и сохраняет его и морфологический облик своей долины на протяжении более 50 км, вплоть до выхода в Вишерско-Колвинскую низменность в районе п. Керчевский. На этом протяженном *Кольчуго-Керчевском* участке долина в поперечном сечении имеет профиль ближе к корытообразному (рис. 2.9.А) или же V-образному (рис. 2.9.Б). Ширина дна долины 3-4 км, местами сужается до 1,5-2 км. В узких местах почти $\frac{1}{2}$ дна долины занимает прямое, лишенное излучин русло реки. С обеих сторон дно долины ограничено короткими (0,5-1,2 км), как правило, симметричными склонами высотой 40-60 км. Эти склоны соответствуют уступу нижнего плато. Помимо дна долины, представленного уровнями пойменных террас высотой 5-8, реже до 10 м над руслом реки, местами наблюдается еще одна терраса высотой до 12 м. Русло реки на этом участке напоминает протоку, то есть водоток, соединяющий два водоема. Возможно, именно такова роль русла Камы на Кольчуго-Керчевском участке в сложной истории становления Камской эрозионной системы.

Ниже п. Керчевский долина Камы выходит в пределы обширной Вишеро-Колвинской низменности, являющейся северным продолжением известной нам (см. разд. 2.1) Соликамской

низменности. Вишеро-Колвинская низменность прослеживается вдоль левобережья Вишеры (длина 453 км, площадь водосбора 31,3 тыс. км²) и Колвы на север на расстояние около 100 км. Ее наиболее пониженные участки, представленные также днищами обширных болот, по своим высотным отметкам полностью соответствуют поверхности дна спущенного Тимшерского прaoзера. Связующим звеном этой обширной системы прaoзер был, возможно, Кольчуго-Керчевский участок долины Камы.

Один из лучших знатоков геологии и геоморфологии долины Камы Г.И. Горецкий полагал (1964), что северное продолжение плиоценовой палео-Камы и венедской (раннеплейстоценовой) пра-Камы располагалось в пределах Вишеро-Колвинской низменности. Результаты последующих работ (Степанов, 1976; Яхимович и др., 1985) подтвердили наличие в пределах Печоро-Колвинского междуречья узких глубоких эрозионных врезов, выполненных плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями. Наиболее молодые аллювиально-озерные отложения в этих врезях, залегающие на отметках дна болотных массивов, по палеоботаническим данным, имеют возраст, соответствующий времени микулинского межледникового.

Между устьями Вишеры и Яйвы располагается следующий Соликамский, участок долины Камы.

Соликамский участок Камы характеризуется, прежде всего, хорошей изученностью аллювиальных свит, выполняющих ее долину. Характеристика их дана в работе Г.И. Горецкого (1964), ставшей уже классической.

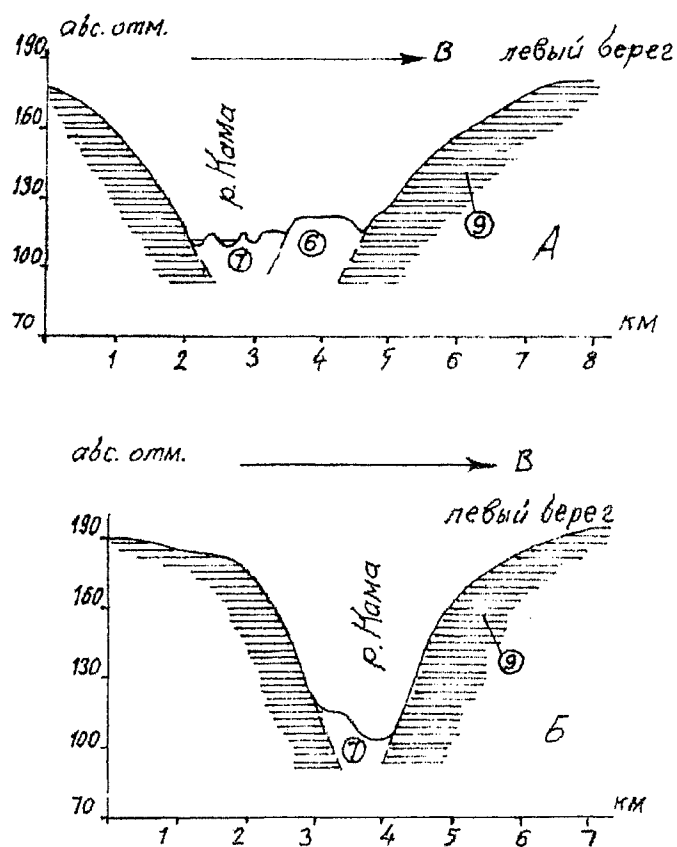


Рис. 2.9. Поперечный профиль долины Камы на Кольчуго-Керчевском участке: А – южнее с. Корпино, Б – южнее д. Исады

В результате его исследований были выявлены глубокие предкинельские врезы, подобные таковым в низовьях Камы. Плиоценовые отложения имеют здесь локальное развитие и выполняют короткую (около 10 км) палео-долину «Усоль-реки», заложенной в соляно-карстовой депрессии (рис. 2.10).

В той же соляно-карстовой депрессии, во-вторых, были установлены две аллювиально-озерные свиты, названные соликамской и венедской (Горецкий, 1964). Палеоботанические данные однозначно свидетельствуют, что накопление этих свит существенно контролировалось ритмами колебания климата, характерными для позднего эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена. Состав отложений

выделенных свит указывает, что в некоторые фазы осадконакопления водоемы характеризовались застойным режимом, обусловленным подпрудными явлениями. Значительная часть озерных фаций более древней соликамской свиты, по мнению Г.И. Горецкого, накапливалась в подпрудном «Григоровском» озере.

В соликамскую свиту вложены осадки венедской свиты. Завершающиеся фазы венедского цикла осадконакопления, как и в соликамской свите, представлены озерными глинами. В отличие от озерных глин соликамской свиты, отмечающихся за пределами соляно-карстовой депрессии на абс. отметках до 145 м, озерные глины венедской свиты нигде не залегают выше 95 м. Это, несомненно, свидетельствует о вложенном характере осадков венедской свиты. Аллювиальные фации венедского аллювия, по мнению Г.И. Горецкого, фиксируют начальные фазы заложения современной долины Камы, правда, существенно наследовавшей контуры плиоценовой палео-Камы и эоплейстоценовой пра-Камы. Действительно, аллювиальные отложения венедской свиты за пределами соляно-карстовой депрессии, лежат на цоколе, представленном или осадками соликамской свиты или, что более важно, пермскими коренными породами. Однако нигде в пределах соликамского участка отложения венедской свиты не формируют морфологически выраженный террасовый уровень. Они лежат в основном под отложениями пойменных террас, реже – под аллювием I надпойменной террасы или же опять в контурах дна современной долины, перекрываются отложениями кривичской свиты.

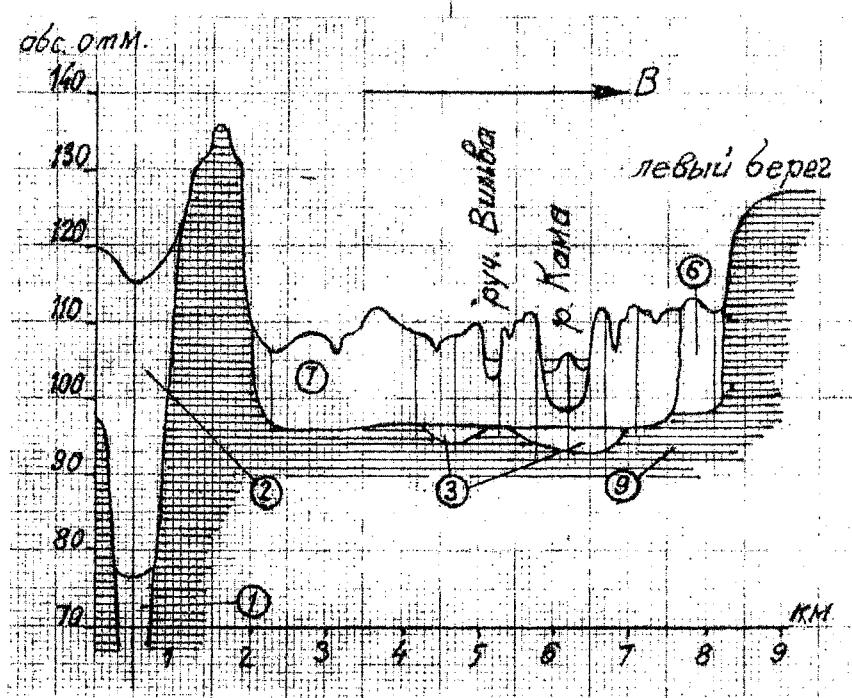


Рис. 2.10. Поперечный профиль долины Камы по широте д. Вильва (Горецкий, 1964)

Контуры распространения отложений: 1 - плиоценовых, 2 - эоплейстоценовых, 3 - венедских, 4 - среднелеоплейстоценовых = лихвинско-днепровских + одинцовско-московских, 5 - микулинско-калининских, 6 - верхнелеоплейстоценовых, 7 - голоценовых, 8 - субаэральных четвертичных, 9 - коренных

Особое положение на Соликамском участке долины Камы занимает морфологически выраженная надпойменная терраса, именуемая Горецким «зуевской». Он условно принимает ее за III надпойменную террасу Камы. Она встречается фрагментами и ее осадки палеоботанически охарактеризованы у с. Зуево. Поверхность террасы располагается здесь на абс. отметках 125-130 м и возвышается над руслом реки до 20-25 м. Максимальная мощность аллювия, покрытая толщей (до 18 м) лессовидных суглинков, составляет около 10 м.

Отнесение «зуевской» террасы к III надпойменной нельзя считать бесспорным. Террасы с такими относительными высотами над руслом реки многие исследователи относят ко II надпойменной террасе. Именно для этой террасы, развитой на теневых склонах, характерны плащи покровных лессовидных суглинков с горизонтами погребенных почв, что наблюдается и здесь. Г.И. Горецкий склонен сопоставлять отложения зуевской террасы с осадками кривичской свиты. Однако

выделение самой кривичской свиты производится по их залеганию в разрезе вмещающих толщ. Отмечается, прежде всего, наличие базального горизонта в подошве самой кривичской свиты, залегающей на венедской, и базального горизонта пойменного аллювия, перекрывающего эти отложения. Местами весь разрез бывает представлен базальными горизонтами всех трех аллювиальных свит (венедской, кривичской и голоценовой). Это делает задачу разделения разновозрастных аллювиальных толщ трудно разрешимой.

Такая обстановка складывается на следующем, *Косьвинском*, участке долины Камы, между устьями Яйвы и Обвы. Здесь Кама принимает достаточно крупные притоки как с левой (Яйва – 303 км; Косьва – 354 км), так и с правой (Иньва – 289 км; Обва – 327 км) сторон. В самой долине Камы и в устьевых частях впадающих в нее рек поверхности пойменных и I надпойменной террас затоплены под водами Камского водохранилища. Соответственно затоплены аллювиальные и аллювиально-озерные отложения кривичской и венедской свит. Незатопленному террасовому уровню соответствуют, возможно, днища обширных болотных массивов по левобережью (Пронинское, Мезеньское). По своим высотным отметкам днища болотных массивов соответствуют уровню «зуевской» террасы.

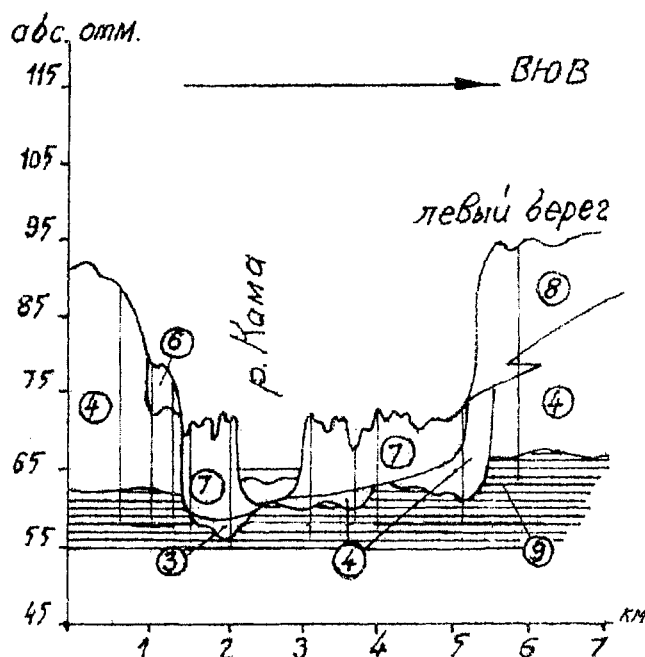


Рис. 2.11. Поперечный профиль долины Камы по широте п. Сайгатка (Горецкий, 1964)
(Условные обозначения см. рис. 2.10)

Одной из характерных особенностей строения долины Камы на Косьвинском участке является слияние базальных горизонтов венедского, кривичского и пойменного аллювия в практически единую терригенную толщу суммарной мощностью 4-8 м. Были отмечены и случаи залегания в начале участка (в его северной части) подошвы аллювия кривичской и венедской свит несколько ниже, нежели в его южной части. Это, видимо, послужило основанием для высказывания рядом исследователей данного района, в частности А. Хабаковым, точки зрения, что «... в доледниковое время Кама имела противоположное направление и изменила его только в ледниковую эпоху, будучи подперта на севере ледником...» (цит. по: Горецкий, 1964, с. 219). Сам Горецкий считал, что близость литологического состава базальных горизонтов действительно затрудняет выделение по визуальным признакам погребенных аллювиальных свит. Однако, по его мнению, «незадокументированность аллювия прарек в буровых скважинах прошлых лет не означает еще, что долины венедской и кривичской пра-Камы прерывались ниже Соликамского района» (с. 220). Высокое положение постели плейстоценовых аллювиальных свит в южной части рассматриваемого участка он объясняет большей устойчивостью к размыву коренных пород. Тем не менее, состав и условия залегания аллювия, относимого Горецким к базальным толщам кривичской и венедской свит, и имеющего несомненные черты аномальности, заслуживают внимания для последующих палеогеографических реконструкций.

Весьма своеобразна эрозионная сеть Камского водосборного бассейна на следующем, *Пермском*, участке. Он охватывает долину Камы от устья Обвы (правый приток Камы длиной 327 км) до с. Докша. Другим более крупным правобережным притоком является Сива (длина 260 км, площадь водосбора 4870 км²), впадающая в Каму в самой южной части описываемого участка. Наиболее крупным левобережным притоком Камы на данном участке является Чусовая длиной 735 км, площадь водосбора которой с водосбором Сылвы составляет 47,6 тыс. км². Исключительно интересен и заслуживает пристального внимания рисунок эрозионной сети этого участка, свойственный крупным притокам Камы. Чусовая (на большем своем протяжении), ее крупный приустьевой левобережный приток Сылва, а также расположенная южнее Тулва, как и Обва, текут на север, в сторону крупных низменностей водосбора верхней Камы – Соликамской и Вишеро-Колвинской. Этот явно аномальный рисунок гидрографической сети формировался в полном противоречии с основными законами флювиального рельефообразования, в частности, вопреки правилу Зекеля о выработке реками кратчайшего пути к базису эрозии, правилу Плайфера о согласном слиянии рек. Не являются ли эти аномальные черты рисунка эрозионной сети признаками его реликтовости, унаследованности от прошлых плиоценовых и раннеплейстоценовых эпох? Так ли уж ошибался А. Хабаков, говоря об ином направлении Камы в доледниковое время? Есть еще один достаточно убедительный факт, позволяющий согласиться с представлениями Хабакова. Речь идет об асимметрии коренных склонов долины Камы, имеющей на некоторых отрезках этого участка явно выраженный реликтовый характер (Илларионов, 2006). Между населенными пунктами Посад – Полозна (около 30 км); ниже с. Усть-Качка (более 25 км) и ниже г. Оса (почти 75 км) долина Камы имеет, вопреки всем ожиданиям, четко выраженную левостороннюю асимметрию. С проявлением силы Кориолиса и с законом Бэра-Бабинэ о планетарном типе асимметрии отмеченная аномалия может «ужиться» только при прежнем течении пра-Камы на север.

Форму «нормального» слияния с Камой имеет только Сива. В низовьях, через Кварсинскую мертвую ложбину, долина Сивы соединяется с долиной Позими – левого притока Ижа. Явное несоответствие средних по длине водотоков (Сивы, Позими, среднего и нижнего Ижа) размерам их хорошо разработанных долин, по-видимому, свидетельствует о былом существовании единой системы стока, составные части которой существуют в настоящее время в виде разрозненных водотоков. Судя по высотным отметкам дна Кварсинской ложбины, соответствующего уровню высоких (III-IV) надпойменных террас Сивы и Ижа, время функционирования этой единой системы стока совпадает, возможно, со среднеплейстоценовым циклом проявления флювиального морфо- и литогенеза в бассейне Камы.

Уникально русло самой Камы на рассматриваемом участке. Как отмечалось (см. разд. 2.1), оно пересекает здесь две четко выраженные меридиональные возвышенности Предуралья – Тулвинскую и Оханскую. Системообразующей в структуре речной сети рассматриваемого участка является Оханская возвышенность. Она отделяет водосборные бассейны Чусовой, Сылвы, Тулвы, ориентированные на север, в сторону Соликамской низменности от водосбора бассейнов Сивы и Буя, «стянутых» в Бельскую низменность. Оханская возвышенность является как бы своеобразным водоразделом, разделяющим прабассейны средней Камы. Расположенную к востоку от Оханской возвышенности пра-Каму и ее притоки следует отнести к Соликамскому водосбору, а Каму и ее притоки к западу от нее – Бельскому.

Пересекая вышеупомянутые возвышенности в контурах рассматриваемого участка, русло реки формирует более 10 крупных врезанных меандр. В контурах шпор этих меандр расположены террасы Камы. К сожалению, в обозначении террас, их счета и возрастных характеристик расхождение мнений ученых весьма велико и трудно поддается корреляции. Тем не менее, большинство исследователей выделяют на данном участке Камы, помимо поймы, четыре надпойменные террасы. Они хорошо группируются в комплексы низких и высоких террас. К комплексу низких террас относятся пойма и I надпойменная терраса. Дно долины, занятое уровнями пойменных террас, в основном высокой поймы, возвышается над уровнем воды от 5 до 9,5 м. Постель аллювия лежит на отметках от -1,5 до -9 м ниже уровня воды. Относительная высота I надпойменной террасы над руслом реки составляет 9-12,5 м, а постель аллювия по отношению к руслу располагается на отметках от -5 до +5 м. Морфологически достаточно хорошо обособлена II надпойменная терраса – морфологический и возрастной аналог «зуевской» террасы на Соликамском участке. Ее поверхность по высотным отметкам (от 15 до 26, максимально 28-30 м) тяготеет к комплексу низких террас. Цоколь аллювия этой террасы находится на высоте от 0 до 9-12 м над руслом реки. Характерным морфологическим признаком этой террасы является наличие на ней покрова эоловых песков, формирующих местами материковые дюны. Именно последние обуславливают аномальные от

средних значений высоты террасы. В силу передвижения плейстоценовых ветропесчаных потоков с запада на восток (Бутаков, 1986) эоловые отложения перекрывают и более высокие элементы рельефа, в том числе и поверхности III надпойменной террасы. В таких местах II надпойменная терраса теряет свою морфологическую индивидуальность. Морфологический тип комплекса низких террас тяготеет к слабо врезанным, а на некоторых геолого-геоморфологических профилях – прислоненным.

К комплексу высоких террас относятся III и IV надпойменные террасы. Максимальные высоты этих террас местами формируют почти единый уровень, расположенный на относительной высоте 41-42 м над руслом реки. Однако процессы субэральной денудации и аккумуляции существенно трансформировали исходные поверхности этих террас, и они встречаются сейчас на отметках от 20 до 47 м над руслом реки. III терраса является аккумулятивной, «постель» ее располагается ниже уреза воды от 0 до 8 м. IV надпойменная терраса является цокольной. Цоколь террасы имеет высоту 20-25 м над руслом реки. Высокое положение «постели» аллювиальных свит на Пермском участке долины (рис. 2.11), как одну из характерных особенностей их строения, отметил еще Г.И. Горецкий (1964). Более низкое положение цоколей аллювиальных свит начинает отмечаться лишь на южной части описываемого участка.

Характерной особенностью венедского аллювия на описываемом участке является его небольшая мощность, составляющая всего 2-4 м. Последняя, по мнению Г.И. Горецкого, объясняется его последующим размывом. По этому поводу он пишет, что «при малой мощности сохранившегося аллювия он часто бывает представлен только песчано-гравийно-галечными осадками фации размыва, на которых залегают такие же породы базального горизонта более молодых аллювиальных свит. При налегании одного базального горизонта на другой различить разновозрастные аллювиальные свиты при первичной геологической документации бывает крайне трудно, подчас практически невозможно. Только тщательное изучение петрографического состава галек, их формы, степени и характера окатанности, дает возможность уверенно расчленить сложенные базальные горизонты на их разновозрастные части» (Горецкий, 1964. С. 225). Венедский аллювий сохранился в самых низах древнего русла, его мощность даже в начале следующего, Бельского, участка не превышает 8-12 м. Этот факт несомненно заслуживает особого внимания. Как и на предшествующем участке, по мощности и условиям залегания венедского аллювия Пермский (Обва-Докшинский) участок существенно отличается от Соликамского, тем более Набережно-Челнинского участка, расположенного в низовьях Камы. Напрашивается вывод об особом положении Пермского участка в бассейне Камы. Особое положение этого участка подчеркивается также отсутствием в его пределах глубоко врезанных плиоценовых палео-долин. Кое-где зафиксированы, причем на значительном удалении от створа современной долины Камы, неглубокие врезы, заполненные апшеронскими осадками. Более того, в приустьевой части долины Чусовой, возрастные аналоги плиоценовых отложений, выполняющих глубокие врезы на Соликамском и Набережно-Челнинском участках, слагают ее V и VI надпойменные цокольные террасы. Постели апшеронского и акчагыльского аллювия, слагающих соответственно V и VI террасы, лежат здесь на высоте 44-46 м и 60-71 м над руслом реки. Этот факт однозначно свидетельствует об отсутствии на рассматриваемом участке долины Камы глубоких плиоценовых врезов. Комплекс признаков – формирование Камой врезанных меандр, высокое положение цоколя аллювиальных свит, малая мощность венедского аллювия, а также отсутствие плиоценовых палеоврезов – позволяет рассматривать Пермский (Обва-Докшинский) участок как узловый, сыгравший исключительную роль в истории становления Камской эрозионной системы. Как отмечалось выше, этот участок Камского бассейна, аномальный по своему геолого-геоморфологическому строению, выделяется как *Удмуртский порог*. Как будет показано ниже (см. разд. 2.4), Удмуртский порог в плиоцене и эоплейстоцене служил орографическим узлом, разделяющим реки Арктического бассейна от рек Каспийского бассейна. Основная речная артерия Арктического бассейна в рассматриваемой части Русской равнины и Урала были Чусовая и Соликамская палео- и пра-Кама. «Ствол» речной артерии Каспийского бассейна до слияния с долиной палео-Волги был представлен долиной палео-Белой. От этого водораздела в настоящее время сохранились лишь некоторые реликтовые черты в виде аномалий в морфологическом строении современной долины, а также в строении и залегании неоген-четвертичных аллювиальных свит.

Ниже с. Докша, вплоть до устья р. Белой, то есть на *Сарапульском* участке, возрастает морфологическая обособленность комплекса низких террас от комплекса высоких III и IV надпойменных террас (рис. 2.12, 2.13).

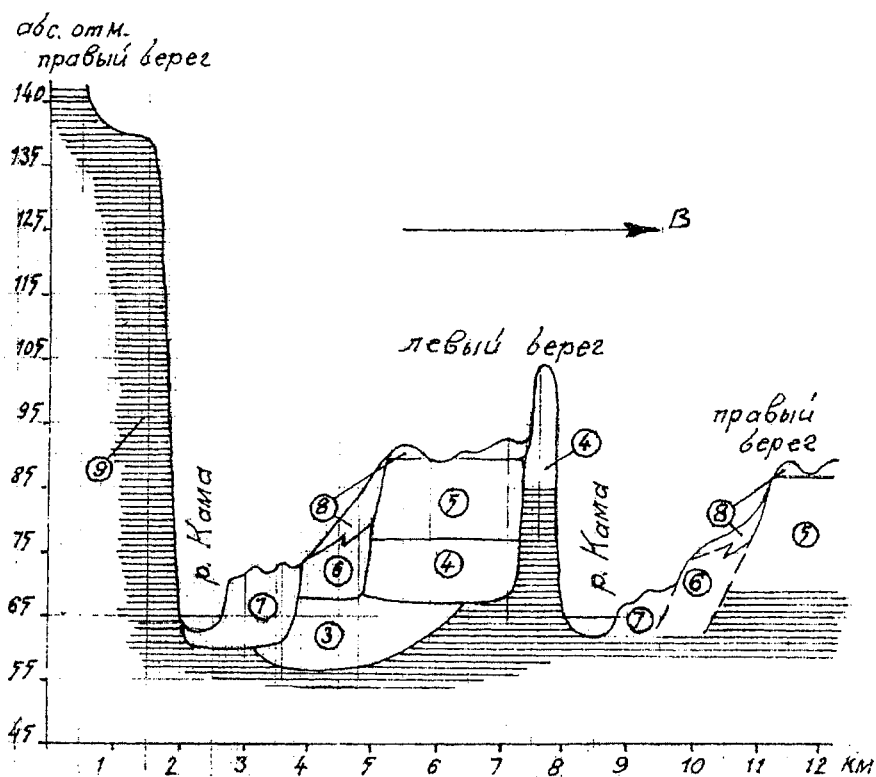


Рис. 2.12. Поперечный профиль долины Камы на широте Волковской врезанной меандры (Горецкий, 1964) (Условные обозначения см. рис. 2.10)

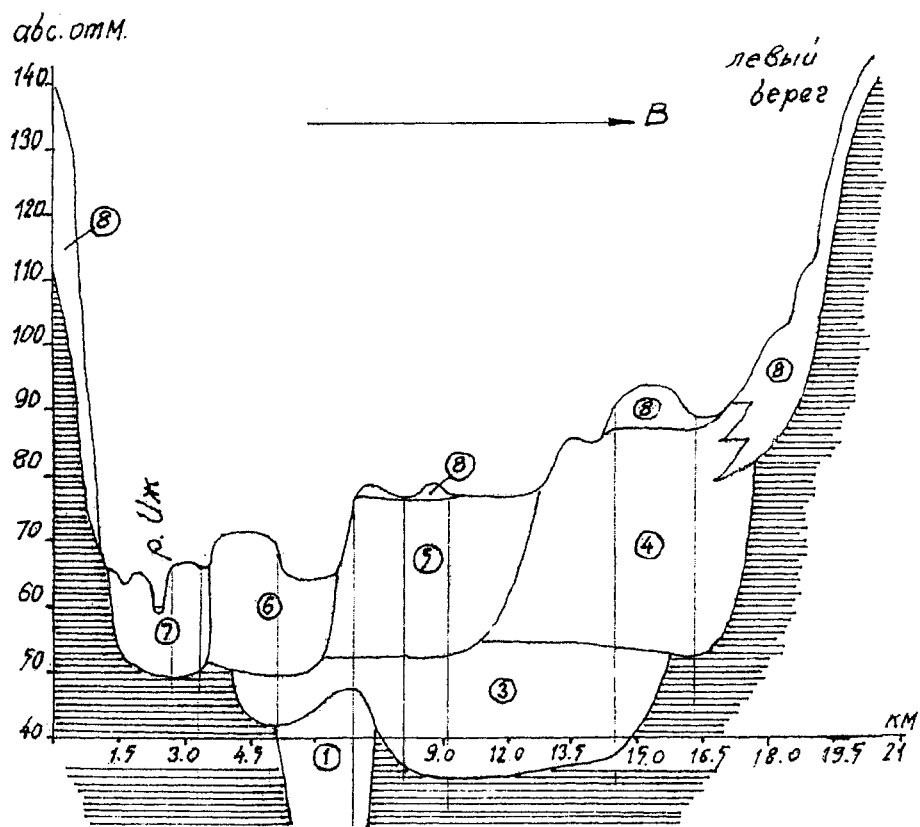


Рис. 2.13. Поперечный профиль долины Ижа в приустьевой части (Горецкий, 1964) (Условные обозначения см. рис. 2.10)

К сожалению, в обозначении террас исследователи не имеют единого мнения. А.И. Пряхин, Н.В. Рябков и др. исследователи, как и мы, террасу, «несущую» на своей поверхности покров эоловых отложений, рассматривают как II надпойменную. Г.И. Горецкий считает ее III надпойменной и объединяет с IV надпойменной террасой. Действительно, обособление ступени III террасы от ступени IV практически трудно уловить. С одной стороны, это объясняется близкими значениями их высотных отметок, с другой – идентичностью строения аллювия (см. среднеплейстоценовый эрозионно-аккумулятивный цикл флювиального литогенеза), слагающего террасы. Слабую морфологическую обособленность высоких террас, особенно III, необходимо отметить как общую закономерность в строении речных долин всего Вятско-Камского междуречья.

Конкретно на рассматриваемом участке Камы из-за правостороннего смещения ее русла под действием силы Кориолиса ступени высоких террас, да и низких, по правобережью сохранились лишь фрагментами. Долина имеет здесь ярко выраженную асимметрию склонов планетарного типа. Террасовые комплексы развиты по левобережью, формируя низкую ступенчатую аккумулятивную равнину суммарной шириной до 15 км.

Значения относительных высот террасовых ступеней над руслом Камы (до ее затопления) и их абс. высоты приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

**Значения максимальных относительных высот террасовых ступеней
над руслом Камы (числитель) и их абс. высоты (знаменатель)
на участке с. Докша – устье р. Белой**

Местоположение и высоты террас	Местоположение поперечников			
	Гольяны	Сарапул	Камбарка	Николо-Березовка
Высокая пойма	8,0/75	8,0/76	8,0/77	8,0/78
I надпойменная терраса	15/80	15/83	16/85	17/85
II надпойменная терраса	20/85	26/90	27/93	33/95
III надпойменная терраса	-	-	-	-
IV надпойменная терраса	55/120	55/120	60/120	65/135

Ниже устья Белой, на *Набережно-Челнинском* участке, геологическое и геоморфологическое строение долины Камы существенно меняется. Становится очевидным, что в ее низовьях, на широтном участке течения, в плиоцене, эоплейстоцене и, возможно, на ранних звеньях неоплейстоцена Кама была лишь коротким притоком Белой (Сиднев, 1976). Лишь выше устья р. Иж она сливалась с палео-Белой и ниже, до слияния с палео-Волгой, «породнившаяся с богатой сестрой», незаконно стала называться главной в системе предуральских палеорек. Основная роль Белой в структуре палеорек доказывается тем, что мощные толщи акчагыльских отложений прослеживаются не только вдоль самой Белой, но и вдоль ее тогдашних левобережных притоков – Ика, Мензели, Зая, Шешмы (Мозжерин, Петрова, 2006). В долинах правобережных притоков палео-Белой (Таныпа, Камы, Ижа) такие глубокие эрозионные врезы, погребенные под толщей плейстоценовых отложений, встречаются лишь в их устьевых частях (рис. 2.13). Апшеронские отложения соответствуют по возрасту самым последним фазам иссушения водоемов, оставшихся после акчагыльской ингрессии вод Каспия. Контуры развития этих отложений вдоль Камы и ее крупных левобережных притоков поднимаются до абс. отметок 160-170 м. Сохранившиеся от последующего размыва поверхности позднеплейстоценовой аккумуляции не имеют тесной пространственной связи с современной долиной Камы.

Ниже этой поверхности располагается терраса, связанная, несомненно, с эрозионно-аккумулятивной деятельностью Камы. В некоторых работах (Тупиков, 2001) она выделяется как высокая цокольная, VI надпойменная терраса. Существенно переработанная поверхность террасы наблюдается на абс. отметках 120-130 м, на высотах 65-77 м над руслом реки. Осадки, слагающие террасу, являются, по всей видимости, аналогом соликамской свиты верхней Камы. Однако по условиям залегания они существенно отличаются от последней. Отмечается (Тупиков, 2001) наличие еще одной, низкой цокольной террасы, пятой по счету. Сохранились лишь фрагменты этой террасы, расположенные на абс. отметках 85-105 м на высоте 32-50 м над руслом реки. В осадки, слагающие эту террасу, вложена аллювиальная толща венедской пра-Камы. Следовательно, аллювий V террасы явно древнее венедской свиты. Однако положение последней существенно иное, чем на

вышележащих участках Камы. Южнее Соликамской впадины и в пределах Удмуртского порога толща грубообломочных отложений мощностью 2-4 м, относимая Г.И. Горецким к осадкам венедской пра-Камы, лежит практически на одних и тех же высотах под базальным горизонтом аллювия пойменных террас. Эта толща как самостоятельная аллювиальная свита никем, кроме Горецкого, не выделялась. Совершенно иная картина складывается ниже устья Белой. Здесь наблюдается значительное понижение постели венедского аллювия «...закономерно прогрессирующее вниз по течению, с одновременным возрастанием мощности аллювия...» (Горецкий, 1964. С. 262). В Набережно-Челнинском районе средние мощности венедской свиты составляют 25 м. Более того, в этом же районе венедская свита перекрывается более молодой толщей аллювия, выделенного Г.И. Горецким под названием орловской свиты. Средняя мощность осадков орловской свиты достигает 17 м. Отложения венедской и орловской свит, как правило, лежат под аллювием комплекса низких террас и самостоятельную геоморфологическую ступень в долине Камы не формируют. Однако, как будет показано ниже (см. раздел 2.4), условия их залегания имеют крайне важное значение для понимания истории становления Камской речной системы.

Фрагменты III надпойменной террасы образуют практически одну геоморфологическую ступень с поверхностью IV надпойменной террасы, лежащей на абс. отметках 75-95 м. Отличаются они лишь по значениям залегания постели аллювия, принадлежащего разным террасам. Так, в районе г. Набережные Челны, по отношению к урезу воды Камы (53 м абс. высоты), цоколь аллювия III террасы лежит на высотах от -3 до 22 м, а IV – на высотах -19 м.

III и IV надпойменные террасы Камы сближаются не только по высотным отметкам, но и по исключительному однообразию состава и строения слагающего их аллювия. Эта черта, между прочим, свойственна и другим участкам Камы, где встречаются сопряженные поверхности III и IV надпойменных террас. Нижнюю часть террасовых тел обычно слагает «нормальный», фациально дифференцированный аллювий. Он перекрывается мощной песчано-алевритистой, реже суглинисто-супесчаной горизонтально или переплетенно слоистой толщей осадков.

В контурах поверхности III террасы, таким образом, помимо аллювия самой террасы, в ее цоколе могут лежать более древние аллювиальные толщи – осадки IV и даже V надпойменной террас. При близком высотном положении поверхностей III и IV надпойменных террас и при однотипном составе слагающих осадков разделение террасовых тел, сформировавшихся в разные эрозионно-аккумулятивные циклы чисто геоморфологическими методами, становится задачей практически не разрешимой. Уповать здесь приходится на геологические данные, прежде всего на палеонтологический и палеоботанический материал. Этот материал, по нашим данным (Алексеева и др., 2005), свидетельствует, что накопление аллювиальных толщ IV надпойменной террасы произошло в эпоху лихвинского межледникового и следующего за ним днепровского оледенения, а III террасы – в эпоху одинцовского межледникового и московского оледенения.

Поверхность II надпойменной террасы широко представлена в начале широтного участка низовий Камы, на месте ее слияния с Белой. Она формирует обширную ступень, расположенную здесь на абс. отметках около 80 м. Покров эоловых отложений с формами материковых дюн поднимает эту ступень до высоты 90 м, местами и больше. Максимальная ширина этой ступени достигает здесь до 30 км. Г.И. Горецкий склонен именовать эту обширную ступень низкой аккумулятивной равнины, возвышающейся над Камой на 25-30 м, Камско-Бельским Полесьем. Правда, в отличие от нас и других исследователей района, он рассматривает эту ступень как слившиеся поверхности третьих надпойменных террас Камы и Белой. Ниже по течению от этого места поверхность II надпойменной террасы встречается лишь небольшими фрагментами. Достаточно надежный диагностический признак – наличие на ее поверхности покрова эоловых отложений – сохраняется и здесь.

Поверхности всех террас резко сужаются при пересечении Камой неотектонических структур. Так, резкое сужение долины Камы наблюдается при пересечении ею северного продолжения Бугульминско-Белебеевского поднятия (рис. 2.14). Образование обширной Камско-Бельской низменности (Полесья по Горецкому) вполне может быть результатом тектонической подпруды стока пра-Белой и ее притоков – пра-Камы, пра-Буя и пра-Таныпа.

Террасовые комплексы, образованные эрозионно-аккумулятивной деятельностью Камы и других рек, таким образом, в разных частях их водосбора различны. Это различие, видимо, обусловлено и гидрологическим режимом (изменением объема жидкого и твердого стока после слияния крупных притоков), и близостью талых вод, как в бассейне верхней Камы, и режимом тектонических движений, дифференцированных по направленности и амплитуде. Влияние всех этих

факторов достаточно четко проявляется в строении долины другой крупной реки рассматриваемого региона – Вятки.

Строение долины Вятки на *Кирсинском* участке в Лойно-Слободской низине в связи с проблемой происхождения и возраста сквозной, ныне мертвой, Кирсинской палеодолины рассматривалось в работе А.П. Дедкова и В.И. Стурмана (1992). На южном склоне палеодолины, в полосе около 5 км, на абс. отметках 165-205 м ими выделены три террасовые ступени. На основе спорово-пыльцевых данных они сочли возможным сопоставить эти террасы с высокими цокольными террасами низовий Камы. Днище Кирсинской палеодолины образует ступень с абс. отметками 155-164 м, сложенную толщей песчано-галечных отложений, мощностью 15-18 м. Нижняя часть этой толщи «представляет собой типичный песчано-галечный русловой аллювий...», его перекрывают «мелко- и среднезернистые горизонтально-слоистые пески...» (Дедков, Стурман, 1992 С. 52). Авторами нижняя часть толщи условно отнесена к лихвинскому межледниковью, верхняя – к днепровскому ледниковью. Ниже лихвинских отложений во врезе лежит еще одна погребенная аллювиальная толща. Постель ее располагается на абс. отметках 140 м. Она условно отнесена ими к плиоцену. Массовые замеры направления наклона косых слойков в четвертичных осадках позволили авторам доказать, что в раннем и начале среднего неоплейстоцена направление стока в Кирсинской долине было западное – от Камы к Вятке.

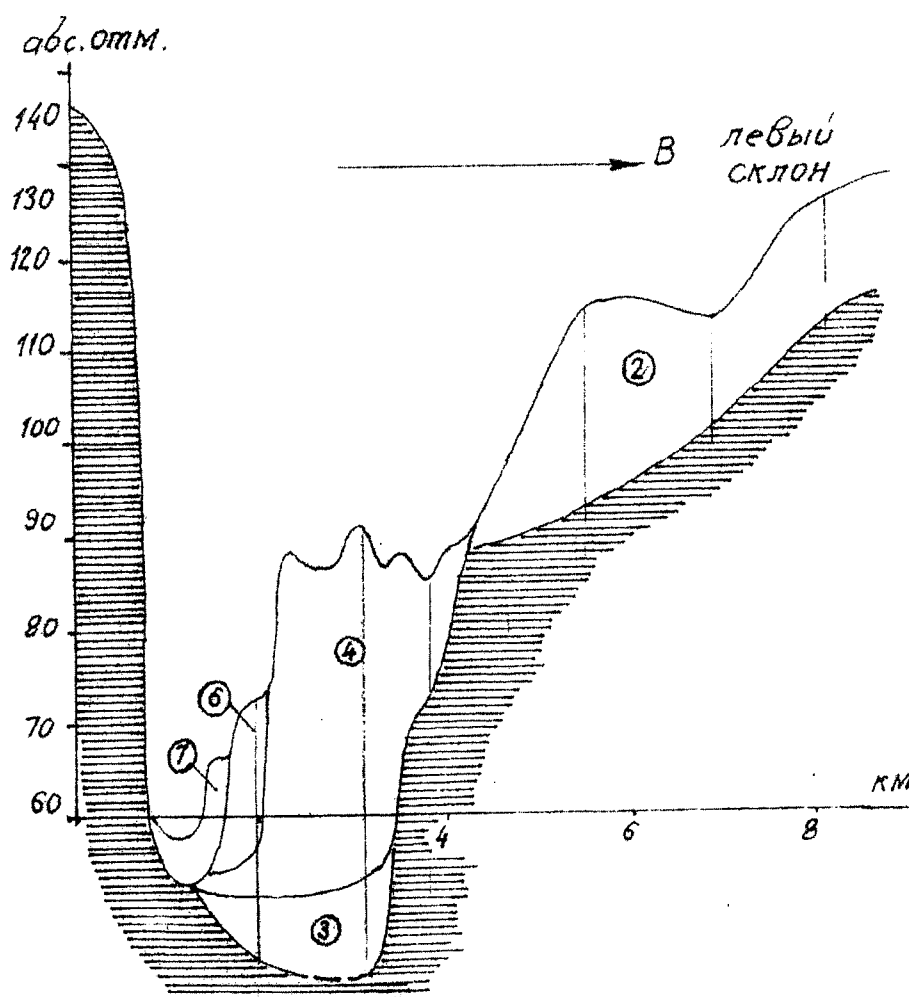


Рис. 2.14. Поперечный профиль долины Камы на участке ее пересечения северного ската Бугульминско-Белебеевской возвышенности (Горецкий, 1964) (Условные обозначения см. рис. 2.10)

На меридиональном, *Кишкильском*, участке, ниже г. Котельнич, вдоль левобережья Вятки прослеживается обширная ступенчатая аккумулятивная равнина. Она включает в себя поверхности комплекса низких, преимущественно I и II надпойменных террас, расположенных соответственно на высоте 6-8 м и 15-23 м над руслом реки. Притом по правобережью Вятки ее II надпойменная терраса сливается в единый геоморфологический уровень со ступенью обширной аккумулятивной равнины, открывающейся в бассейн Пижмы.

Особое место в бассейне Вятки занимают Вятские Увалы. Они разделяют бассейн Вятки на две части. Северная часть водосбора связана, по-видимому, с Великой Волжской аккумулятивной равниной, сформированной эрозионно-аккумулятивной деятельностью плиоценовой и эоплейстоценовой палео- и пра-Волги. По крайней мере, в бассейнах Кобры, Моломы, Пижмы (правые притоки Вятки) зафиксированы отдельные фрагменты глубоких палеоврезов. В силу слабой геологической изученности этих территорий восстановление контуров единой системы палеоврезов и определение возраста выполняющих их осадков далеки от завершения. Однако имеющийся материал не исключает, а более допускает возможность генетической и хронологической связи событий в Волжской аллювиальной равнине и бассейне верхней Вятки в плиоцене и эоплейстоцене. В контурах самого Вятско-Камского междуречья эти события не нашли отражения. По крайней мере, в долине Чепцы, впадающей в Вятку в самой западной части Кирсинского участка, глубокие плиоценовые врезы не обнаружены, а комплекс плейстоценовых террас имеет врезанный характер строения (рис. 2.15).

В пределах *Советского* участка, от устья Суводи до с. Ключи, где река пересекает Вятские Увалы, в ее долине отсутствуют высокие террасы. В то же время рядом, до Увалов и после них, геологическое и геоморфологическое строение долины Вятки имеет совершенно иной облик (рис. 2.16, 2.17). Это лишний раз подчеркивает узловое положение Вятских Увалов в истории становления современной системы стока в Вятском бассейне.

Ниже Вятских Увалов, в пределах *Уржумского* участка, долина Вятки по геологическому и геоморфологическому строению весьма схожа с долиной Камы на нижнем ее участке. Хорошо прослеживаются палео- и праврезы в основном по ее левобережью. Они расчлениают даже восточную часть Вятских Увалов и по долине Лудяны, возможно, и Вои, внедряются в глубь Вятско-Камского междуречья. Палеоврезы, выполненные плиоценовыми отложениями, отмечены в долине нижнего течения Кильмези и в приустьевой части долины Валы.

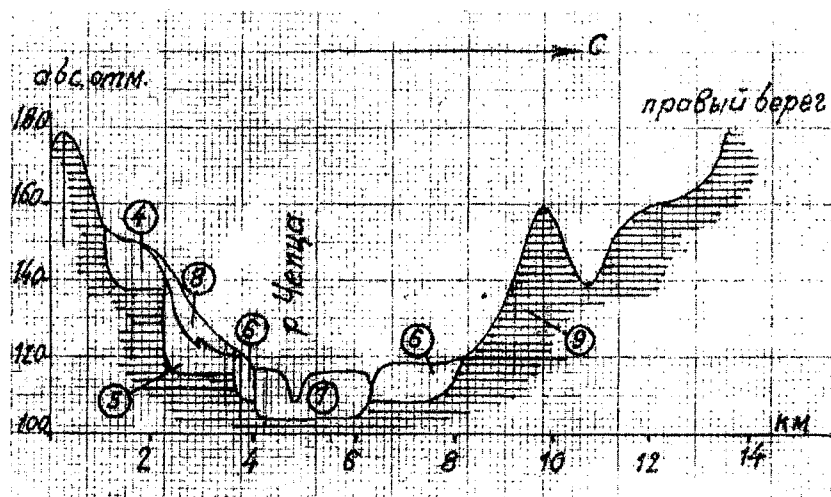


Рис. 2.15. Поперечный профиль долины Чепцы в приустьевой части (Бутаков, Дедков, 1993)
(Условные обозначения см. рис. 2.10)

Таковы общие черты строения долины Камы и Вятки, сыгравшие исключительную роль в определении морфологического облика земной поверхности на последних, плиоцен-четвертичных этапах ее геологической истории.

Развитие долин средних и малых рек Вятско-Камского междуречья, естественно, было тесно связано с главными реками. Эрозионно-аккумулятивные процессы в их долинах развивались привязанно к руслам главных рек. Однако они определялись не только деятельностью их русел, но и другими, особенно склоновыми процессами. Поэтому в долинах средних и особенно малых рек

морфологическая выраженность плейстоценовых террас очень слаба; в тыловых частях террас аллювий фациально часто замещается склоновыми осадками или перекрывается ими. Склоновые процессы активизировались и в зависимости от экспозиции склонов резко дифференцировались в эпохи плейстоценовых оледенений. В этом одна из причин образования климатического типа асимметрии склонов долин средних и малых рек и мульдобразной формы поперечного профиля, особенно ярко выраженного в долинах малых рек.

Анализ геологического и геоморфологического строения речных долин свидетельствует, что основные факторы флювиального осадконакопления и террасообразования – климатические условия, тектонический режим и основные рубежи перестройки природной обстановки – нашли неодинаковое выражение в разных частях Камского водосборного бассейна. Режимы природных обстановок были особенно различными и дифференцированными на ранних (плиоценовом и эоплейстоценовом) этапах геологической истории. Это привело к обособлению отдельных бассейнов усиленного осадконакопления, в разрезе отложений которых большую долю занимали аллювиальные осадки, поставляемые реками. Объединение этих бассейнов в одну водную систему произошло не раньше неоплейстоцена в несколько этапов. Истории становления единой Камской эрозионной системы посвящается раздел этой главы.

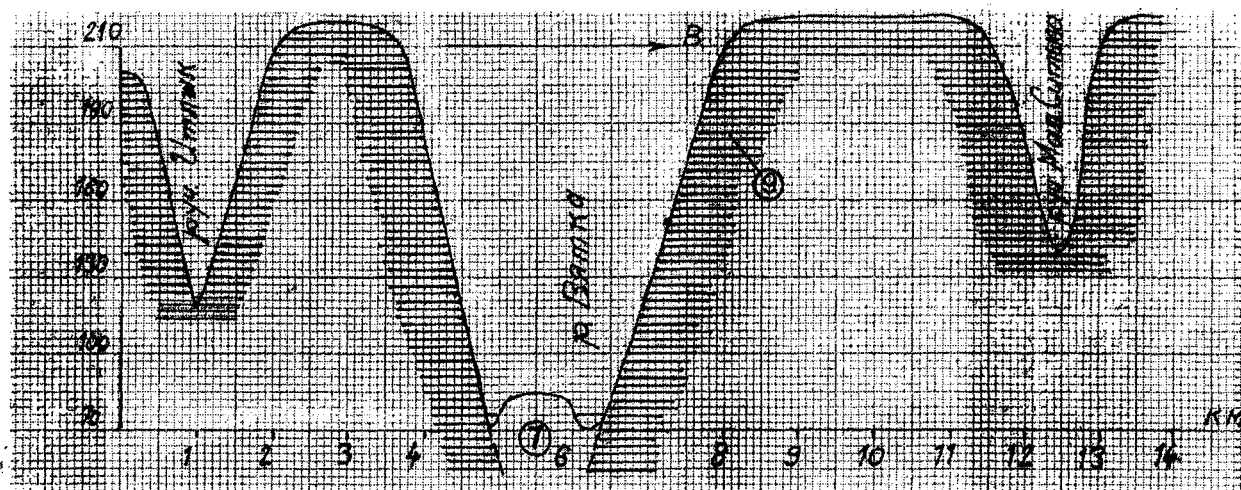


Рис. 2.16. Поперечный профиль долины Вятки в контурах Вятского Увала (Условные обозначения см. рис. 2.10)

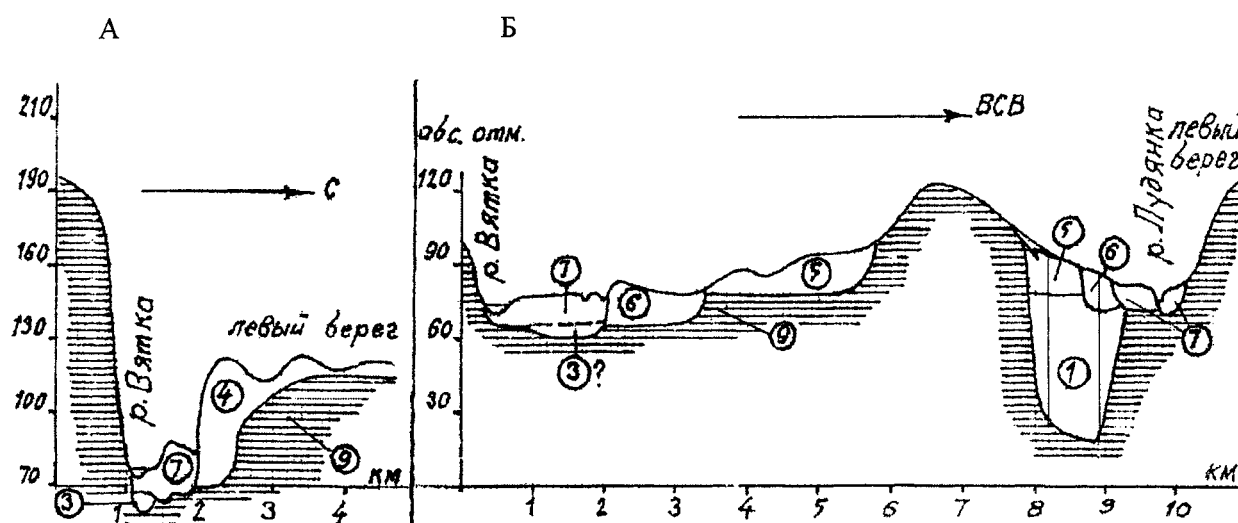


Рис.2.17. Поперечный профиль долины Вятки непосредственно до (А) и после (Б) пересечения Вятского Увала (Горецкий, 1964, Бутаков, Дедков, 1993) (Условные обозначения см. рис. 2.10)

2.4. К истории становления и развития Камской эрозионной системы

При восстановлении хронологии событий в истории становления Камской эрозионной системы приходится сталкиваться с рядом трудностей, решение которых на современном уровне изучения плиоцен-четвертичных отложений может реализоваться только на вероятностном уровне. Трудности палеогеографических реконструкций связаны:

1) с отсутствием достоверных, обеспеченных комплексом геолого-геоморфологических данных, маркирующих горизонтов аллювиальных свит для временной корреляции событий в разных частях водосборного бассейна;

2) с наличием противоречий в сопоставлении трансгрессивно-регрессивных фаз развития Каспия с флювиальными эрозионно-аккумулятивными циклами в Волжско-Камском бассейне;

3) с весьма противоречивой трактовкой характера и хронологии ледниковых событий на северо-востоке Русской равнины, сыгравших исключительную роль в становлении Камской эрозионной системы;

4) с отсутствием для этих же территорий четких диагностических признаков для разделения глубоких врезов, обусловленных эрозией, экзарацией или карстом;

5) с неодинаковым залеганием разновозрастных аллювиальных свит, обусловленным дифференцированным проявлением новейших тектонических движений на площади водосборного бассейна;

6) с разными причинами обводненности долин рек;

7) с неидентичным восприятием счета террас, соответственно, установлением возраста слагающих их осадков.

Излагаемые здесь палеогеографические реконструкции основаны на следующих относительно более или менее достоверно установленных фактах:

1) на плиоценовом возрасте отложений, выполняющих глубокие эрозионные врезы на всей площади бассейна;

2) на признании функционирования в прошлом в пределах современной Камской эрозионной системы четырех изолированных бассейнов усиленной аккумуляции морских (плиоцен) и субаквальных (эоплейстоцен) осадков. Это бассейны Кишкильский, Тимшерский, Соликамско-Вишерский и Бельский;

3) на перекрытии территории Соликамско-Вишерского, части Тимшерского и Кишкильского бассейнов днепровским ледниковым покровом, а территории Северных Увалов, – помимо днепровского, московским;

4) на периодической обводненности территории, причинно связанной со сбросом талых вод, а также явлениями тектонического и гидрологического подпора;

5) на признании дифференцированного и неоднозначного проявления основных факторов флювиального рельефообразования и осадконакопления в разных частях водосборного бассейна.

История формирования Камской эрозионной системы подразделяется на *три крупных этапа*. Первый из них охватывает время существования вышеупомянутых изолированных бассейнов осадконакопления. Конфигурация, размеры этих бассейнов в значительной степени определялись новейшим структурным планом. Самый крупный из них – *Соликамско-Вишерский* занимает крайне восточную часть рассматриваемого района. Он представляет собой составную часть крупного Печоро-Чусовского водосборного бассейна. По своей конфигурации граница бассейна соответствует в целом площади водосбора современных рек – Тулвы, Чусовой, Косьвы, Яйвы, Вишеры, Колвы, Обвы и Иньвы (рис. 2.18.А).

В равнинно-платформенной части сток плиоценовых палеорек и эоплейстоценовых прарек, видимо, принадлежал Арктическому бассейну. На Печорско-Колвинском междуречье закартированы (Степанов, 1976; Яхимович и др., 1985) глубокие узкие врезы, выполненные плиоценовыми, эоплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями – возрастными аналогами плиоценовой Усоль-реки и эоплейстоценовой соликамской свиты. Озерные фации соликамской свиты, принимаемые Г.И. Горецким за осадки подпрудного водоема (1964), зафиксированы здесь на абс. отметках до 150 м. Долины плиоценовых и эоплейстоценовых рек на междуречьях во многих местах перекрыты моренами днепровского, возможно и московского, ледникового покровов (Степанов, 1976). Только части долин, не покрывавшиеся в свое время моренами, представляют собой элементы плиоценовых и эоплейстоценовых речных систем Соликамско-Вишерского бассейна. Структура и рисунок современной эрозионной сети в контурах равнинной части бассейна начали оформляться, таким образом, лишь с начала позднего неоплейстоцена, после деградации московского ледникового покрова.

Соликамско-Вишерский бассейн отделяется от площади Бельского бассейна Оханской возвышенностью. Вместе с восточной частью Лысьво-Тыловайской возвышенности она входит в широтную приподнятую зону Вятско-Камского междуречья и является составным элементом Удмуртского порога. В пределах него, как отмечалось, отсутствуют плиоценовые палеоврезы и, по существу, сходит на нет венедская свита. Это однозначно свидетельствует о том, что в плиоцене, зоплейстоцене и, возможно, в раннем неоплейстоцене Соликамско-Вишерский бассейн был отделен от Бельского бассейна Оханской возвышенностью. Существование вплоть до начала среднего неоплейстоцена Удмуртского порога делает весьма сомнительным представление ряда исследователей (Яхимович и др., 1985) о возможной связи Арктического бассейна с Каспием. Место такой связи, по их мнению, могла обеспечить Камская депрессия в ачкагыле, в период максимума ингрессии вод Каспия. Основными поставщиками жидкого и твердого стоков в Бельский бассейн, помимо палео- и пра-Белой, были одновременно функционирующие с ней водосборы Буя, Бельской Камы, Ижа-Позими-Сивы и нижнего течения Вятки, включая бассейны рек Вятско-Камского междуречья – Кильмези, Вои, Лудяны. Речные долины Бельского бассейна в структуре современной Камской эрозионной системы представляют собой ее наиболее древние элементы.

Тимшерский бассейн, представляющий собой часть крупного Вычегодо-Северодвинского водосборного бассейна, отделяется от Соликамско-Вишерского Чердынской возвышенностью. Она расположена по левобережью Кольчуго-Керчевской протоки более чем на 75 км, вплоть до соединения Полудовым кражем Тимана. Его водосбор, в контурах рассматриваемой территории, включает Тимшерскую пра-Каму (ниже устья Порыша), бассейна пра-Порыша, Весляны, Тимшера, Пильвы, Косы, Сумича, Уролки. Сток с этой обширной территории стягивался, вероятно, в бассейн Северной Двины. Современные междуречья в пределах Северных Увалов были покрыты моренами днепровского и московского оледенений, а в контуры Вятско-Камского междуречья, в низовья Косы, Сумича, Уролки заходили языки днепровского оледенения. Структура и рисунок современной эрозионной сети, как и в Соликамско-Вишерском бассейне, молодые. Современная речная сеть сформировалась лишь после деградации московского ледникового покрова. Отмечаются редкие, погребенные фрагменты плиоценовых палеорек и зоплейстоценовых прарек. Контуры их восстанавливаются плохо из-за слабой геологической изученности территории. Долины палео- и прарек перекрыты здесь моренами днепровского и московского оледенений и субаквальными осадками (речными, подпрудных водоемов), соответствующих, в основном, времени предшествовавших межледниковий (лихвинского и одинцовского) (см. разд. 2.3).

Кишкильский бассейн располагается к западу от меридионально вытянутого Кулиго-Чуртанского Увала (см. разд. 2.1). Ее структурную основу составляет неотектонический вал, имеющий соответствующее простираие. При пересечении этого вала ширина Лойно-Слободской низины уменьшается до 5 км, сужаясь в 2-3 раза от обычной. Площадь Кишкильского бассейна соответствует только небольшой части обширного Моломо-Ветлужского водосборного бассейна. Современные реки — верховья Камы и Вятки и притоки последней — Кобра, Летка, Великая, Молома, Чепца унаследовали, возможно, направление стока плиоценовых палеорек и зоплейстоценовых прарек. От Бельского бассейна он отделяется Вятскими Увалами. Кишкильский бассейн открывался на запад и через бассейн Пижмы соединялся с «Великой Волжской аллювиальной равниной», расположенной в Горьковском Заволжье (Фридман, 1982). Наиболее древние элементы эрозионной сети Кишкильского бассейна, входящие в структуру современной Камской системы, располагаются в пределах Вятско-Камского междуречья. Это Чепца и верховья современной Вятки и Камы. Долины этих рек имеют лестницу врезанных террас (рис. 2.15). Комплекс высоких террас сформировался, скорее всего, в зоплейстоцене. Низкие террасы, начиная со II надпойменной, формировались с начала позднего неоплейстоцена, после деградации среднееоплейстоценовых ледниковых покровов.

В истории становления современной Камской эрозионной системы важную роль сыграла Кирсинская ложбина, по которой верховья Камы стекали в Кишкильский бассейн. Полагают, что дно ложбины выстлано осадками, соответствующими лихвинско-днепровскому этапу проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейне Вятки (Дедков, Стурман, 1992). Мы считаем, что возраст этих отложений более молодой. Фация озерных осадков в разрезе этих отложений аккумуляровалась, возможно, в подпрудном водоеме, соответствующем по времени своего существования московскому оледенению или началу микулинского межледниковья.

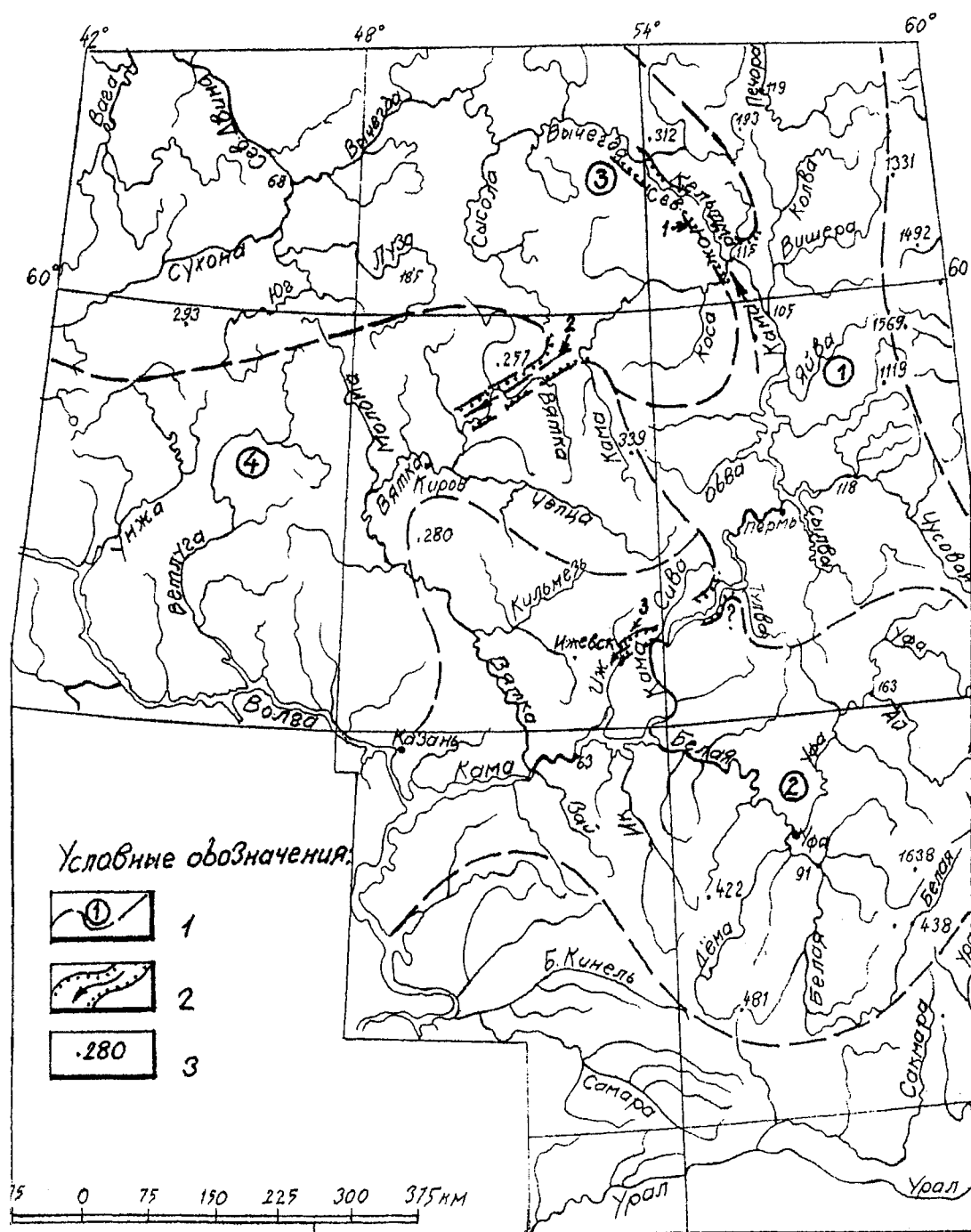


Рис. 2.18 Б. Формирование Камской эрозионной системы: эрозионная сеть востока Русской равнины в эпохи среднелепистоценовых оледенений: 1 – контуры водосборных бассейнов; 2 – места возможной связи бассейнов посредством ложбин стока: 1 - Кельтминской, 2 - Кирсинской, 3 - Кварсинской; 3 – современные высотные отметки

Второй этап развития Камской эрозионной системы характеризуются существенным обводнением всех выше рассмотренных бассейнов осадконакопления. Особенно существенным оно было в северных районах. В разрезе четвертичных отложений, соответствующих по времени накопления среднелепестовому циклу (эпохи днепровского, московского оледенений и предшествующих им ляховского и одиновского межледниковья), широко представлены осадки подпрудных водоемов. Границы этих водоемов трудно поддаются расшифровке. Эти водоемы, видимо, были связаны друг с другом широкими протоками. Образцами этих протоков являются Кельминская, Кирсинская и Кварсинская мертвые ложбины (рис. 2.18Б). В генетическом отношении они не представляют собой классические спиллвеи. При высоком положении базиса эрозии во всех водосборных бассейнах соединение их площадей происходило, скорее всего, протоками со спокойным гидрологическим режимом. Остается открытым и вопрос о переброске вод подпрудных водоемов в Бельский бассейн. Осадки подпрудных водоемов, равно как и погребенный аллювий плиоценовых палеодолин и эоплейстоценовых прадолин, широко представлены в пределах бассейна Моломы и Пижмы. Возможно, стягивающим центром стока северных бассейнов, помимо Арктики, была депрессия Волжской равнины. Обводненность Бельского бассейна в эпохи общей увлажненности климата, очевидно, была связана с явлениями тектонической и гидрологической подпруды.

В этот же этап в Бельском бассейне четко проявилась одна из ранних фаз постплиоценовой регрессии вод Каспия. Здесь она отразилась в форме активной попятной эрозии, выработавшей глубокий врез, выполненный впоследствии, ниже устья современной Белой, осадками венедской и орловской свит. Следы этой эрозии в долинах рек Бельского бассейна определяются наличием в их пределах именно погребенной толщи венедского аллювия. Вопрос об освоении попятной эрозии этого времени Удмуртского порога и Вятских Увалов остается открытым. Очевидно другое. Именно в это время были созданы предпосылки, сделавшие возможным прорыв вод Соликамско-Вишерского и Кишкильского бассейнов через Удмуртский порог и Вятские Увалы в Бельский бассейн.

Время этого прорыва является началом *третьего этапа* истории становления Камской эрозионной системы. Морфологическим выражением прорыва талых вод являются типичные спиллвеи – Кольчуго-Керчинский, Оханский, Советский (рис. 2.18В). Морфология самих спиллвей (рис. 2.9, 2.16) свидетельствует, что они сформированы, скорее всего, катастрофическим прорывом большого объема воды в бассейны с более низким базисом эрозии. Таковым бассейном в то время являлся Бельский. Время прорыва определяется возрастом осадков, слагающих II надпойменную террасу Камы, Вятки и сочленяющихся с ними рек. Большинство исследователей (Пряхин, 1961; Рябков, 1961; Тупиков, 2001; Яхимович и др., 1985) склонны рассматривать эти осадки, соответствующие по возрасту микулинско-калининскому этапу проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в Камском бассейне. Этому не противоречит палеоботанический и палеонтологический материал из отложений II надпойменной террасы (Иванова, 1966). Эта терраса, на наш взгляд, является сквозной в долинах всех рек и объединяющей их в единую систему. Последующие этапы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в Камской эрозионной системе не внесли заметного вклада в изменение ее структуры и рисунка.

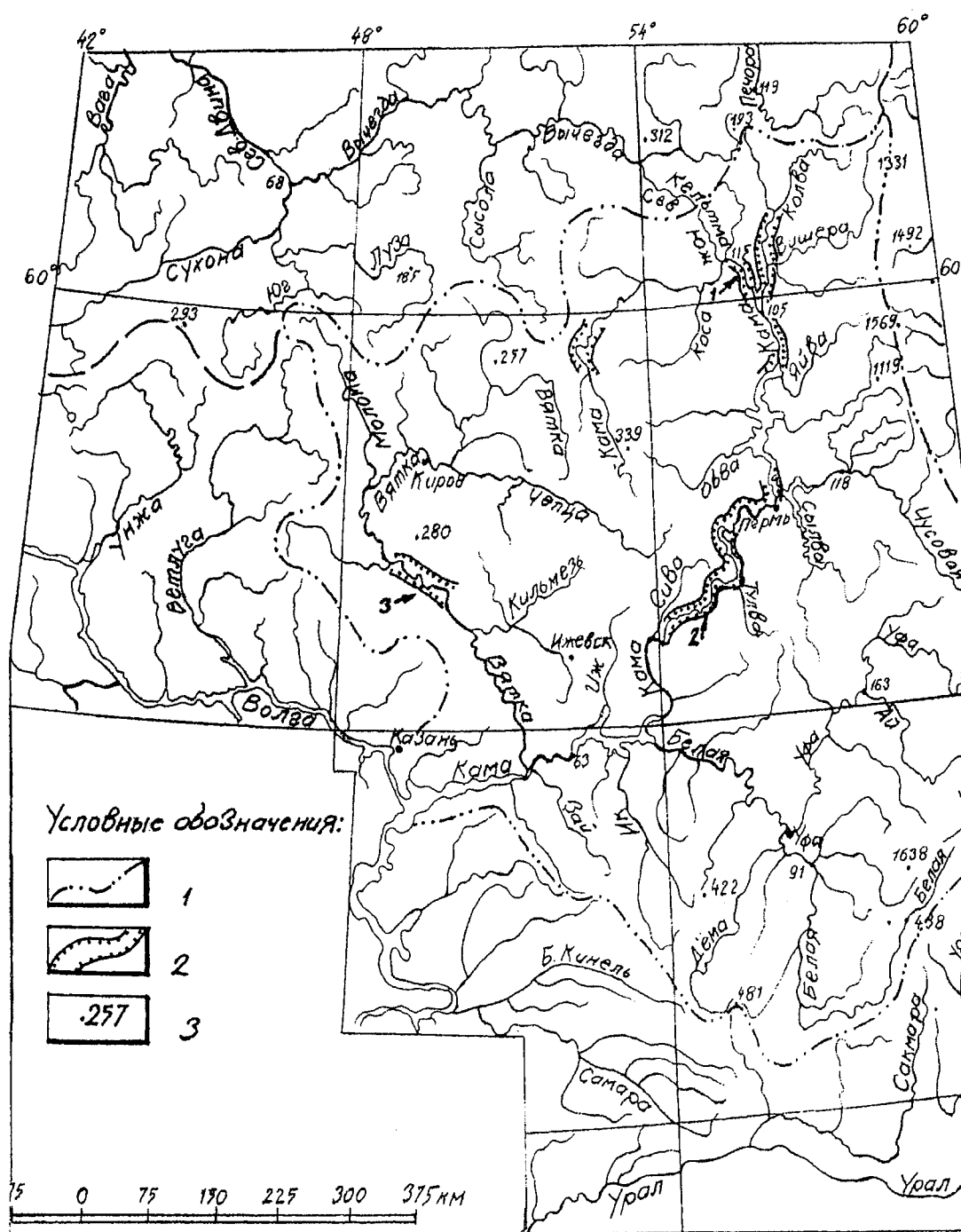


Рис. 2.18 В. Формирование Камской эрозионной системы: объединение водосборных бассейнов востока Русской равнины в единую Камскую речную сеть: 1 – современный контур Камской речной системы; 2 – спиллвеи, объединившие водосборные бассейны в единую речную систему – 1 - Кольчуго-Керчинский, 2 - Оханский, 3 - Советский; 3 – современные высотные отметки

2.5. Современные рельефообразующие процессы

Характер проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах малого водосбора во многом определяется структурой постоянных и временных водотоков. Каждое звено в данной структуре имеет существенные различия как в генезисе, так и в характере протекания современных экзодинамических процессов, выполняет определенные функции по эрозии, транспортировке и аккумуляции наносов. На неравномерность эрозионных процессов в пределах бассейна реки в свое время указывалось еще Р.Е. Хортоном (1948). Впоследствии вопрос о структуре эрозионной сети водосбора и ее роли в формировании и транспортировке наносов поднимался неоднократно (Маккавеев, 1955; Бутаков и др., 1991; Дедков, Мозжерин, 1984; Егоров, 1987, 1988; Ермолаев, 1992).

Динамическая сопряженность и функциональная целостность эрозионных систем, обладающих к тому же относительно четкими границами, позволила многим исследователям рассматривать водосборы в качестве «узловых» объектов физико-географической среды, подчеркивая их значение для целей природопользования (Корытный, 1984; Антипов, Корытный, 1981; Мильков, 1981).

Последовательная пространственная смена эрозионных процессов и создаваемых ими форм способствует возникновению достаточно отчетливых зон на склонах, каждая из которых характеризуется своим комплексом эрозионных форм и интенсивностью развития эрозионных процессов.

По профилю от водоразделов до подножия склонов, переходящих в днища долин, можно выделить следующие микрозоны (Егоров, 1988; Егоров и др., 1987; Ермолаев, 1992):

1) отсутствия или геоморфологически не проявляющейся денудации (пояс невыеляющейся эрозии). В его пределах отсутствуют линейные формы эрозии, в том числе микроручейковая сеть. Основное воздействие здесь оказывает ударное действие капель дождя (капельно-дождевая деструкция);

2) слабой денудации – в виде микроручейкового или мелкорытвенного размыва;

3) средней и сильной денудации и аккумуляции, обусловленной активным развитием нерусловой (микроручейковой) сети, временных русловых потоков, в том числе оврагов и проявлением сопутствующих процессов (обваливания, осыпания, оползания);

4) денудации и аккумуляции, связанной с проявлением русловой эрозии постоянных водотоков, аккумуляции аллювия и других отложений.

2.5.1. Нерусловое звено эрозионной сети

Нерусловая сеть – самое верхнее звено эрозионной сети, первичная форма поверхностного стока, появляющаяся во время таяния снега или дождей и занимающая большую часть склона почти от водораздела до подошвы. Название «нерусловая сеть» дано Н.И. Маккавеевым (1955, 1984) из-за того, что начальные размывы – небольшие ручейки, рытвины не имеют отчетливо очерченных и постоянно поддерживаемых работой воды русел. Они не препятствуют обработке почвы и уничтожаются при вспашке. В литературе нередко начальные формы смыва почв называют плоскостным смывом, что, по сути, неверно – «плоскостной сток на открытой поверхности явление настолько же редкое, насколько редка в природе ровная поверхность» (Полунин, 1983. С. 128). Любой поток на склоне стремится в понижения микрорельефа и вырабатывает линейные формы. На учетных площадках и отдельных профилях не наблюдается сток, который можно было бы назвать плоскостным, разве что, с некоторой натяжкой, на участках аккумуляции переносимого материала при образовании относительно выположенных наилок площадью до нескольких квадратных метров. Невозможность собственно плоскостного смыва отмечается многими авторами (Маккавеев, 1955; Лидов и др., 1973; Гудзон, 1974 и др.).

Количественные характеристики микроручейковой сети и величина смыва определяются несколькими методами. Это вызвано тем, что каждый из них обладает определенными достоинствами и недостатками и их совместное применение позволяет скорректировать полученные данные, сделать их более надежными.

Одним из основных применяемых методов – метод учета смыва путем замера микроручьев и водороев, усовершенствованный С.С. Соболевым (1948). Он дает ошибку порядка 20%, как показали исследования Проблемной лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ (Краснов, 1987) из-за неизбежной субъективности в измерениях и допущения того, что смыв протекает лишь в руслах микроручьев и водороев, в то время как гребни между ними остаются неизменными. Г.И. Швебс

(1981) отмечает, что ошибка в определении смыва данным способом может быть и в сторону его завышения, и в сторону занижения, в зависимости от величины учетных площадок. Вместе с тем метод очень прост и позволяет охватить наблюдениями значительные площади. По мнению И.В. Боголюбовой (1977), он также хорош для оперативной оценки эффективности противоэрозионных мероприятий.

Микроручьи и водороины замеряются вдоль профилей по всей ширине учетных площадок на створах через каждые 20 м. В целях повышения точности получаемых данных применяется микроnivelирование. Для микроnivelирования устанавливаются грунтовые реперы, к которым во время измерений прикрепляется штанга с мерной линейкой или натягивается очень тонкий металлический трос. Промеры производятся через 1 см на всю длину отдельного профиля - от 3 до 4,5 м, точность измерений составляет ± 1 мм. В отличие от картирования, которое проводится эпизодически на разных площадках, микроnivelирование проводится регулярно один раз в год на стационарах с 1983 г. В настоящее время действует шесть микроnivelировочных профилей в Воткинском районе, на геоэкологической станции «Фертики».

С такой же точностью получены данные методом шпилек. Шпильки изготавливаются из тонкой проволоки и затем сериями заглубляются в различные участки микроручьев или разделяющих их гребней таким образом, чтобы выставляющие их концы имели одну и ту же длину. При последующих замерах фиксируется разница длин концов.

Методы микроnivelирования и шпилек хотя и повышают точность измерений, но очень трудоемки, что не позволяет применять их на значительных по площади участках.

Размеры микроручьев весьма различны: глубина от 1-8 мм до 20-25 см, ширина от 1-2 см до 45-50 см. Как показывают наблюдения, не вся микроручейковая сеть уничтожается последующей вспашкой. Наиболее крупные ее элементы не заравниваются полностью и в дальнейшем продолжают концентрировать поверхностный сток, разрабатываясь в более крупные формы, напоминающие после обработки земли и выполаживания бортов небольшие потяжины или ложбины. Большая же часть микроручейковой сети не повторяет расположения предыдущей и каждый раз закладывается заново после очередной вспашки.

Проявляющаяся ниже на склонах микроручейковая сеть первоначально имеет самые минимальные размеры (рис. 2.19). В отдельных случаях сток так мал, что, несмотря на явные его следы, инструментально замерить величину смыва невозможно. В то же время крупные микроручьи в средней и нижней частях склонов могут интенсивно разрабатываться и даже способны переносить галечный материал.

Микрорусла, формирующиеся на участках, примыкающих к зонам отсутствия микроручейкового смыва, не образуют единой связной сети. Отдельные системы микроручьев заканчиваются участками аккумуляции материала, иногда уместающимися в пределах борозд или иных микропонижений, связь же этих систем между собой отсутствует. В отличие от предыдущей зоны, отчетливо проявляется перемещение материала в одном общем направлении. Расстояние, на которое переносится материал (до его аккумуляции в микроконусах), может составлять несколько метров.

Участки склонов, примыкающие к зонам отсутствия микроручейкового смыва и характеризующиеся развитием небольших изолированных систем микроручьев, можно обозначить как зоны несвязной микроручейковой сети. Размеры микроручьев этих зон невелики - наибольшие имеют ширину 5-7 см при глубине 4-5 см, длина отдельных звеньев обычно не превышает 2,5-3 м. Вынос материала за пределы зоны может не наблюдаться в течение одного года, но за многолетний период баланс вещества будет отрицательным вследствие постепенного смещения продуктов эрозии из года в год вниз по склону перезакладывающейся на разных местах зоны системой отдельных микроручьев. Общее снижение поверхности составляет от 0,2 до 0,7 мм/год.

Связность разобщенных небольших систем микроручьев увеличивается вниз по склону, достигая максимума при сочленении с временной русловой сетью. Большое количество микроручьев закладывается по краям свежих промоин, незадернованных, крутых склонов оврагов. Максимальные размеры микроручьев более значительные, чем для зоны несвязной микроручейковой сети, и могут достигать ширины 45-50 см при глубине 20-25 см. Длина отдельных звеньев сети составляет в среднем от 4 до 5,5 м (рис. 2.20). Связная система микроручьев способна выносить большое количество материала даже за один ливень, хотя основная часть продуктов эрозии остается в микроконусах. Выносимый материал частично поступает во временную русловую сеть. Участки склонов с развитой связной нерусловой сетью выделяются как активные микроручейковые зоны. Они характеризуются активным перемещением и переотложением поступающего материала. Продукты

эрозии переносятся в виде небольших гряд, чередующихся зонами активного размыва. В течение одного или нескольких лет данные наблюдений могут свидетельствовать либо о снижении поверхности, либо об аккумуляции. В многолетнем режиме баланс вещества оказывается почти нулевым.

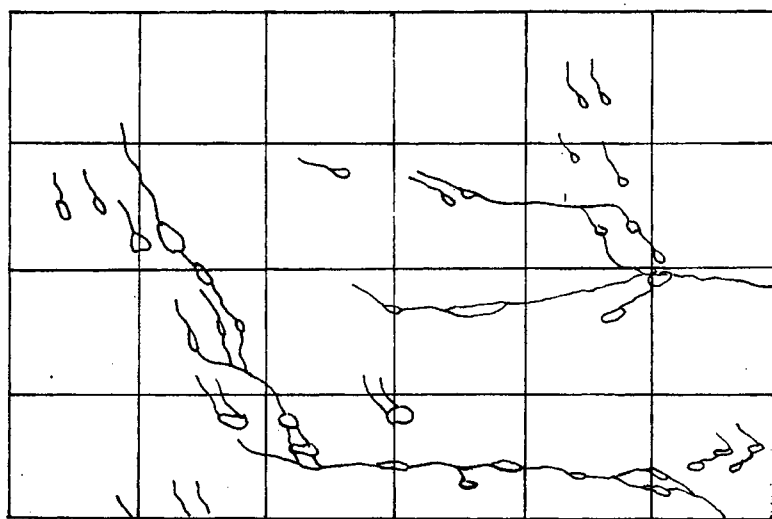


Рис. 2.19. Нерусловая сеть и участки аккумуляции в верхней части склона.
Материалы полевого картирования. Размеры квадратов сетки 5×5 м

Таким образом, для распаханых склонов можно выделить несколько зон (поясов), характеризующихся особенностями формирования микроручейкового смыва. Границы между зонами непостоянны, их положение зависит в первую очередь от величины и интенсивности выпадающих осадков (или запасов воды в снеге и интенсивности его таяния) и плотности растительного покрова. Эрозия является наибольшей в случаях, когда выпадение осадков и наличие вегетационного покрова не совпадают по фазе. При этом границы зон занимают более высокое положение на склонах, а площадь зон отсутствия микроручейкового смыва заметно сокращается.

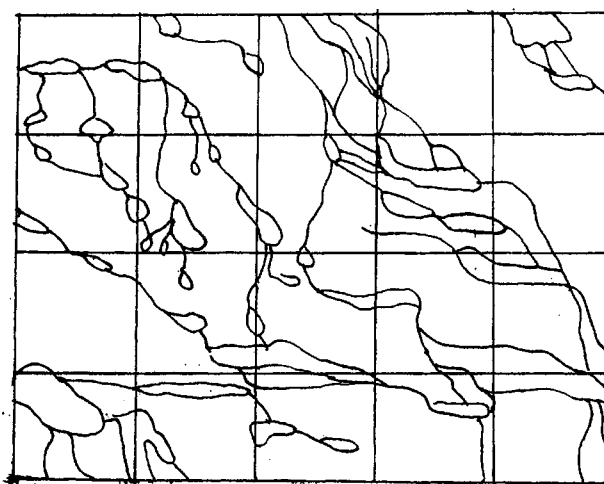


Рис. 2.20. Нерусловая сеть и участки аккумуляции средней части склона.
Зона активного микроручейкового смыва. Распашка поперек склона.
Данные полевого картирования. Размеры квадратов 5×5 м

Плановый рисунок микроручейковой сети представлен в основном двумя типами - параллельным и решетчатым. Распространение каждого типа рисунка и их соотношение на склонах определяется направлением вспашки земли. Первый тип преимущественно развивается при обработке вдоль склонов (рис.2.21), второй - поперек. На супесчаных и песчаных почвах преобладающим является древовидный рисунок независимо от того, в каком направлении

произведена вспашка, что связано с быстрым уничтожением борозд, выравниванием микрорельефа и соответственно более произвольным заложением нерусловых потоков.

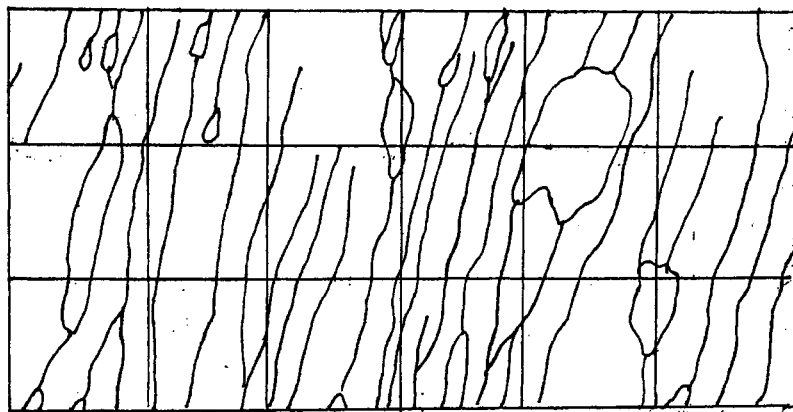


Рис. 2.21. Нерусловая сеть и участки аккумуляции средней части склона. Зона активного смыва. Распашка вдоль склона. Размеры квадратов те же

Если склон имеет хотя и разреженный, но постоянный растительный покров, то количество микроручейковых зон сокращается до двух: зоны отсутствия микроручейкового смыва и зоны несвязной микроручейковой сети. При этом максимальные размеры микроручьев меньше, чем для той же зоны на пахотных склонах (4-5 см в ширину при глубине 2-3 см). Третья зона развита фрагментарно и приурочена к бортам и днищам временных русловых потоков.

На естественных задернованных склонах микроручейковая сеть не развивается. Под пологом лесов микроручьев нет, за исключением очень крутых склонов или участков, лишенных лесной подстилки. Таким образом, территории, не вовлеченные в хозяйственную деятельность, можно отнести (за исключением незначительных ареалов развития микроручьев) к зонам отсутствия микроручейкового смыва.

Результаты исследований позволяют выявить следующие особенности микроручейковой сети склонов речных долин. Прежде всего, следует отметить, что на склонах речных долин наблюдается постепенное изменение соотношения густоты микроручейковой сети по простираанию склона. Ниже зоны отсутствия микроручейкового смыва до начала образования постоянно выраженных в рельефе форм линейной эрозии густота микроручейковой сети более или менее равномерна по простираанию склона. По мере формирования и увеличения размеров вниз по склону временной русловой сети возрастает и дифференциация густоты микроручейковой сети поперек склона. Значения густоты постепенно и последовательно убывают на межложбинных, межложинных и межбалочных водоразделах и увеличиваются на их склонах.

Как показывают подсчеты, вниз по склонам речных долин не наблюдается постоянного увеличения ни количества микроручьев, ни их суммарного объема. Эти характеристики, а также величина аккумуляции материала, нанесенные на график, имеют вид синусоиды, но противоположны по значению. Формирование микроручьев носит как бы волновой характер, эта особенность была отмечена в других исследованиях (Козлова, 1977; Переслегина, Тагиев, 1984; Часовникова, 1985 и др.).

Для всех участков склона, подверженных микроручейковому смыву, прослеживается тесная связь между эрозией и аккумуляцией. Она заключается не только в попеременном чередовании врез микроручьев и отложение ими материала в микроконусах. Материал отлагается и в самих микроручьях в завершающую стадию поверхностного стока, а макроконуса подвержены микроручейковому смыву. Аккумуляция в микроручьях происходит также во время дождей, не дающих стока, при разбрызгивании каплями дождя материала поверхности почвы. Можно лишь установить, какой процесс - эрозия или аккумуляция - преобладает на данном отрезке микроручья или участке поверхности почвы в данный период.

Баланс вещества отдельных участков склона не сохраняет свой знак длительное время и впоследствии меняется: там, где происходила аккумуляция, наблюдается врез микроручьев, и наоборот. На принципиальное значение взаимосвязи процессов эрозии и аккумуляции неоднократно указывал Н.И. Маккавеев (1981, 1984, Чалов, Хмелева, 1979), имея в виду буквальное разделение

некоторыми исследователями водотоков на зоны эрозии, транзита и аккумуляции. Эрозии в той или иной мере подвержены все участки склонов, если рассматривать этот процесс в многолетнем аспекте; транзит же и аккумуляция — явления временные, за исключением частей склона.

Величины смыва и аккумуляции различны как для отдельных площадок в целом, так и отдельных их частей, в зависимости от крутизны склона, механического состава почв, характера растительности и распашки склонов. Наименьший смыв в среднем за три года наблюдался на площадке № 4 - менее 0,01 мм/год, имеющей водопроницаемые песчаные и супесчаные почвы. Микроручейковая сеть этой площадки наиболее разрежена - ее густота не превышает 0,2 м/м² в зонах активной микроручейковой эрозии. Микроручьи, сформировавшиеся на песках, имеют обычно плоские русла, крутые борта при небольшой глубине вреза.

Для площадки № 1, расположенной также на склоне юго-западной экспозиции, но имеющей средне- и тяжелосуглинистые почвы, величина смыва выше и составляет в среднем за три года 0,2 - 0,3 мм/год. Максимальные его величины отмечены на уступах, разделяющих структурные террасы, и бортах временных русловых потоков - 0,4-0,6 мм/год, минимальные - на структурных террасах, отдельные участки которых вообще не подвергались микроручейковому смыву. Для этой площадки характерна высокая густота микроручейковой сети - до 0,5-0,8 м/м², но микроручьи в большинстве невелики - до 6-8 см в ширину при глубине 3-5 см, имеют разнообразные поперечные профили.

Самая большая величина смыва получена для площадок № 2 и 3, расположенных на склоне северо-восточной экспозиции, и составляет она 0,4-0,5 мм/год по площадке № 2; 0,3-0,4 мм/год - в верхних частях площадки № 3 и 1,8-2,0 мм/год - в нижних. Значительная часть материала переотлагается на склоне, по приблизительным подсчетам она равна вынесенной части.

Такие большие величины смыва на площадках № 2 и 3 объясняются, в первую очередь, ежегодной распашкой вдоль склона, способствующей заложению микроручейковой сети по бороздам, проложенным техникой. Если сравнивать эти площадки с площадкой № 1, то нельзя не отметить влияние растительности: на всех трех площадках в течение двух лет была посеяна озимая рожь, которая перед уходом под снег была выше и гуще на теплом склоне юго-западной экспозиции, чем на северо-восточном, что оказало заметное влияние на формирование поверхностного стока во время весеннего снеготаяния.

Густота микроручейковой сети достигает 1,1 м/м² для нижней части площадки № 3 в пределах зоны активного микроручейкового смыва. Для этих же зон верхней части площадки № 3 и в целом площадки № 2 густота микроручейковой сети составила 0,4-0,6 м/м².

На площадках № 5 и 6 величина смыва практически одинакова и составляет в среднем 0,3-0,6 мм/год, что также больше, чем на площадке № 1, расположенной на склоне юго-западной экспозиции, но меньше, чем на площадках № 2 и 3, имеющих ту же экспозицию склона. Разницу между площадками № 5,6 и 2,3 можно отнести за счет особенностей распашки - вдоль или поперек склона. Полученные результаты показывают также, что микроручейковый смыв на склонах северной и северо-восточной экспозиции выше, чем на склонах юго-западной экспозиции. Это, по-видимому, связано со «снижением коэффициента стока талых вод на склонах южных румбов». По данным В.И. Корзуна (1968), полученным на Валдайской гидрологической станции, коэффициент стока талых вод в среднем за многолетний период на склонах северной экспозиции в 1,7-3,6 раза больше, чем на противоположных.

Если сравнивать величины смыва за периоды весеннего снеготаяния и вегетационный, то они примерно равны, хотя запасы воды в снеге на конец марта в 5-10 раз меньше, чем количество воды, поступающей с дождями. Это объясняется, во-первых, тем, что значительная часть выпадающих осадков имеет малую интенсивность и не вызывает поверхностный сток, а во-вторых, сказывается влияние растительного покрова, быстро развивающегося в вегетационный период.

При небольших углах наклона, как показывают наблюдения, длина склона не оказывает заметного влияния на увеличение микроручейкового смыва, за исключением неширокой приводораздельной полосы, относимой к зоне несвязной микроручейковой сети. В дальнейшем количество микроручьев и величина смыва волнообразно изменяются в одних и тех же пределах, если уклон остается прежним. При увеличении уклона количество микроручьев и величина смыва возрастают, причем относительное увеличение смыва всегда гораздо больше, чем увеличение уклона. Эту же закономерность отмечали другие исследователи (Заславский, 1979; Орлов, 1983; Митчел, Бубензер, 1984).

На площадке № 3 увеличение уклона в два раза привело к возрастанию числа микроручьев и величины смыва примерно в пять раз. От величины уклона зависят и основные морфометрические характеристики микроручьев - их ширина и глубина. Подсчет средних характеристик по створам

показал, что при увеличении крутизны склона нерусловой поток в большей степени врезается, чем расширяет свое русло. При удвоении крутизны средняя глубина микроручья увеличивается примерно в два раза, ширина – в полтора.

Картирование и изучение микроручейковой сети показало, что для ее описания, в отличие от рек и временных русловых потоков, законы Р. Хортон неприемлемы. Она обладает иной структурой и другими рисунками в плане. Нерусловые потоки, сливаясь, вновь раздваиваются, распластываются в зонах аккумуляции, часто меняют направление течения, нередко заканчиваются на склоне, не доходя до более крупных линейных форм.

Небольшие микроручьи имеют и малую среднюю протяженность, независимо от того, в какой зоне они развиваются; крупные микроручьи, формирующиеся в зоне активной микроручейковой эрозии, имеют более значительные средние длины. Так, длина микроручьев, имеющих ширину менее 10 см и глубину не более 5-7 см, составляет в среднем около 2, 3-5 метров. Более крупные, шириной 20-25 см и более и глубиной 15-20 см, имеют средние длины порядка 6-10 метров. В качестве узловых точек для подсчета средних длин выбирались точки начала и конца микроручья, точки их слияния или раздвоения. Количество каждого вида узловых точек на склонах не постоянно, но и устойчивое их увеличение или уменьшение тоже не наблюдается. Изменение количества узловых точек, так же как и всех остальных характеристик, имеет волновой характер.

Сеть микроручьев неустойчива не только от года к году, но и в течение одного сезона, что также отличает ее от русловой сети. Но это не означает, что между нерусловыми и русловыми потоками нет ничего общего. Во-первых, склоновые нерусловые потоки являются основными поставщиками материала в русла временных потоков, образуя в совокупности единую сеть. Во-вторых, густота микроручейковой сети и распределение ее по зонам зависят от расположения и глубины вреза временных потоков, расстояния между ними по простиранию склона, крутизны их бортов, и постепенно разрабатываемые поверхностным стоком отдельные элементы нерусловой сети со временем дополняют временную русловую сеть, переходят в следующее звено флювиальных форм.

Многими исследователями (Воскресенский, 1975; Лютцау, 1975; Ананьев, 1975 и др.) отмечается существование зоны ослабления или отсутствия эрозии вблизи водоразделов. Если иметь в виду линейную эрозию, в том числе и микроручейковую, то ее отсутствие наблюдается не только на приводораздельных участках речных долин, но также и временных русловых потоков. При рассмотрении закономерностей формирования микроручейковой сети подобные участки выделялись как зоны отсутствия микроручейкового смыва. Вместе с тем считать их зонами отсутствия эрозии не всегда целесообразно.

На склонах и водоразделах, лишенных растительности, развивается капельно-дождевая эрозия. Количество почвы, поднятой в воздух брызгами воды при ливнях, по данным М.Н. Заславского и др. (1984), может достигать сотен тонн на гектар и превышать количество почвы, смытой с малых площадок. Помимо непосредственной передачи движения частиц почвы падающими каплями, создается дополнительный эффект взмучивания и изменяется величина впитывания воды в почву (Швебс, 1967, 1968, 1974).

Частицы почвы могут попадать при разбрызгивании в микроручьи. «В этом случае эрозионное понижение поверхности не ограничивается только руслами струйчатых потоков, а распространяется по всей поверхности» (Киркби, 1984. С. 25). В пределах зоны несвязной микроручейковой сети и активной микроручейковой зоны проявляются обе формы эрозии - и микроручейковая, и капельно-дождевая, но не всегда одновременно. Во время дождей, не дающих поверхностного стока, проявляется только капельно-дождевая эрозия, при этом в руслах микроручьев наблюдается аккумуляция материала. Если же в период снеготаяния не происходит выпадения жидких осадков, то развивается один лишь микроручейковый смыв.

В зоне отсутствия микроручейковой сети капельно-дождевая является единственной формой эрозии, но для ее проявления необходимо значительное разрежение растительности.

Второе необходимое условие - ветер во время выпадения осадков. Уклоны для данной зоны минимальны, поэтому не оказывают заметного влияния на перенос поднятого в воздух материала. Инструментально замерить снижение поверхности в результате воздействия капель дождя сложно, поскольку точность измерений (± 1 мм) не превосходит величину снижения.

Проведенные замеры изменения поверхности в пределах данной зоны после ливней дали нулевой баланс материала и показали, что весь перенос сводится к выравниванию неровностей, созданных при обработке почвы. Поэтому участки, подверженные капельно-дождевой эрозии, выделяют как зоны не выявляющейся эрозии. Размер этих зон варьируется в широких пределах и

определяется в значительной степени условиями рельефа и литологии. Наиболее обширна данная зона на плоских речных водоразделах (иногда более 100 м), на водоразделах временных русловых потоков может составлять от 2-3 м до 10-12 м. На легких породах (песчаных и супесчаных) новая зона не выявляющейся эрозии занимает большие пространства, чем на тяжелых.

Водоразделы и склоны, полностью покрытые растительностью, не подвержены не только микроручейковому смыву, но также и капельно-дождевой эрозии. Такие участки, независимо от условий рельефа и литологии, можно отнести к зонам отсутствия эрозии.

2.5.2. Временное русловое звено

В пределах овражно-балочных систем (ОБС) эрозионно-аккумулятивные процессы отличаются высокой интенсивностью. Этому способствуют обширный балочный водосбор, значительная глубина и протяженность ОБС, низкая противозэрозионная устойчивость отложений. Благодаря данным факторам балочные формы концентрируют поверхностный сток, вызывающий образование вторичных овражных форм глубиной 2-20 м.

Пояс временной русловой (овражно-балочной) сети обычно занимает практически весь склон, изредка захватывая и водораздельные пространства. В обобщенном виде сверху вниз балочные формы располагаются в следующем порядке: ложбина – лощина – балка – логовина (лог). Пояс балочной сети разделяется на три-четыре подпояса: первый – верхний подпояс – потоки 1-го порядка – представленный ложбинами шириной около 100 м; второй подпояс – потоки 2-го порядка – лощины шириной около 200 м; третий подпояс – потоки 3-8-го порядков – типичные классические балки, ширина в среднем около 400 м – 45% длины склона. Балки 4-го порядка, как правило, уже имеют постоянный водоток. Этот ручей является потоком 1-го порядка постоянной гидросети, который, сливаясь с подобным, образует поток 2-го порядка – малую реку, то есть речную долину. Четвертый подпояс выражен не всегда и представлен логами и логовинами, причем вторичные формы могут занимать 40% склона (около 250 м), а первичные – 30% (Сергеев, 2006). Примечательно, что средняя длина вторичных логов оказалась равна средней длине первичных логовин (238 м). Это совпадение, возможно, объясняется тем, что при достижении данного размера начинаются интенсивная аккумуляция и переход лога в логовину.

В структуре древней эрозионной сети подпояс неоплейстоценовых форм значительно шире (в 3-6 раз) подпояса голоценовых форм, поэтому балочные формы верхних частей склонов (ложбины, иногда лощины и еще реже – балки) остаются незатронутыми голоценовой эрозией и сохраняют свой первозданный плейстоценовый мультисформный облик. В большинстве случаев балочные системы переуглублены вторичными раннеголоценовыми и современными (агрикультурными) логами и логовинами. На территории Вятско-Камского междуречья среди балочных форм неоплейстоценовые по густоте в 2,5-3 раза превосходят голоценовые, что связано с благоприятными условиями перигляциальной зоны неоплейстоцена для эрозии временных водотоков.

В современных гумидных условиях активизации линейной эрозии способствовало нерациональное использование земельного фонда балочных водосборов: уничтожение растительного покрова, продольная вспашка, отсутствие противозэрозионных мероприятий. В результате многие неоплейстоценовые и раннеголоценовые балочные формы переуглублены современными эрозионными формами временных водотоков – рытвинами, оврагами, логами и логовинами. Как правило, вторичные овраги врезаются в вершины и приустьевые части балок. Зона вторичных (донных) оврагов покрывает 30-40% длины склонов, а первичных – 10-20%, то есть наименее широкой является зона современных оврагов. Таким образом формируются сложные овражно-балочные системы из разновременных эрозионных форм.

В целом исследуемый регион характеризуется слабым развитием овражной эрозии, несмотря на преобладание возвышенного, сильно расчлененного рельефа.

На основе анализа карт густоты и плотности овражной сети проведено районирование территории республики по развитию овражной эрозии (Рысин, 1998). На первом этапе выделяется семь типологических районов, различающихся по степени овражного расчленения территории (рис. 2.22):

- 1) районы отсутствия оврагов;
- 2) спорадического овражного расчленения (густота - менее 5 м/км², плотность – 0,05 ед/км² и менее);
- 3) очень слабого овражного расчленения (густота - 5-10 м/км², плотность – 0,05-0,1 ед/км²);

- 4) слабого овражного расчленения (густота- 10-20 м/км², плотность – 0,1-0,2 ед/км²);
- 5) умеренного овражного расчленения (густота- 20-50 м/км², плотность – 0,2-0,3 ед/км²);
- 6) сильного овражного расчленения (густота- 50-100 м/км², плотность – 0,3-0,5 ед/км²);
- 7) очень сильного овражного расчленения (густота - более 100 м/км², плотность - более 0,5 ед/км²).

На втором этапе, с учетом тенденции современного развития овражной эрозии, проводится индивидуальное районирование и выделяется 15 овражных районов (рис.2.22). Тенденции оврагообразования характеризуются по восьми градациям. В случае ее положительного значения активность оврагообразования оценивается по следующим критериям: 1) очень низкая (менее 1,0 м/год); 2) низкая (1,0-1,5 м/год); 3) умеренная (1,5-2,0 м/год); 4) высокая (более 2,0 м/год). При отрицательной тенденции характеристика интенсивности затухания овражной эрозии дается по вышеуказанным градациям.

При анализе динамики современного оврагообразования учитывается, что продолжительность существования оврагов сильно различается по природным зонам. Поэтому при районировании территорий важно учитывать показатель интенсивности развития овражной эрозии во времени. Для этого необходимо значение густоты или плотности овражного расчленения разделить на среднюю «продолжительность жизни» оврагов в пределах данной территории. Данный показатель следует называть модулем оврагообразования, он показывает степень овражного расчленения территории на один год его развития. Поскольку Удмуртия расположена в пределах двух ландшафтных зон, то модули оврагообразования будут различаться для них. Для его расчета была принята средняя продолжительность существования оврагов в 100 лет для подтаежной зоны и 50 лет - для подзоны южной тайги. Поэтому, наряду с трендом для каждого района, определялся еще и модуль оврагообразования, который выражался в м/км²•год. Ниже дается краткая характеристика овражных районов (рис.2.22).

1. Зачепецкий безовражный район. Включает бассейны верховий рр. Вятки, Камы и правых притоков Чепцы. Характеризуется отсутствием оврагов как на лесных, так и безлесных площадях. Не встречаются овраги даже в пределах редких здесь населенных пунктов, несмотря на значительную расчлененность рельефа. Развитие оврагов не прогнозируется и на ближайшую перспективу.

2. Чепецкий район спорадического овражного расчленения с умеренной активностью оврагообразования. Включает значительную часть бассейна р. Чепцы. Овраги встречаются крайне редко и в основном приурочены к населенным пунктам или крутым склонам с нарушенным растительным покровом. Средняя густота овражной сети – 1,72 м/км², средняя плотность оврагов – 0,019 ед/км². Тенденция оврагообразования положительная – 1,77 м/год на единицу оврага. Средний модуль оврагообразования составляет 0,04 м/км²•год.

3. Лекминский район очень слабого овражного расчленения с умеренной активностью оврагообразования. Расположен на левобережье р. Чепцы в пределах бассейнов рек Лекмы и Сады. Вследствие высокой распаханности территории и значительной расчлененности рельефа овраги встречаются чаще и иногда даже на пахотных землях. Средняя густота овражной сети составляет 5,5 м/км², а ее плотность – 0,081 ед/км². Активность овражной эрозии в последние годы заметно усиливается, о чем свидетельствует ее положительная тенденция – 1,65 м/год. Модуль оврагообразования относительно низкий – 0,12 м/км²•год.

4. Кильмезский безовражный район. Включает полностью правобережье р. Кильмезь, участок левобережья Чепцы между рр. Лоза и Кеп, а также верховья Лозы и Ижа. Характеризуется отсутствием оврагов вследствие практически полной залесенности территории и распространения песчаных покровов. Рельеф слабо расчленен, поэтому территория отличается и значительной заболоченностью. В ближайшем будущем развитие овражной эрозии маловероятно.

5. Кильмезь-Валинский район очень слабого овражного расчленения с высокой активностью оврагообразования. Включает левобережье Кильмези и правобережье Валы в ее среднем и нижнем течении. Овражная эрозия на пахотных землях здесь уже обычное явление. Овражное расчленение территории очень слабое вследствие высокой лесистости бассейнов рр. Нылги, Увы и правобережья Валы в низовье. Средняя густота овражной сети здесь составляет 11,5 м/км², плотность – 0,055 ед/км². Тенденция оврагообразования характеризуется высоким положительным значением – 2,65 м/год. Средний модуль овражной эрозии низкий – 0,16 м/км²•год.

6. Сивинский район слабого овражного расчленения с очень низкой интенсивностью затухания овражной эрозии. Включает полностью бассейн р. Сивы и правобережье р. Камы выше устья первой. Здесь овраги встречаются уже чаще, и на отдельных водосборах густота их может достигать $25-50 \text{ м/км}^2$ при ее среднем значении $- 9,8 \text{ м/км}^2$ и плотности $- 0,85 \text{ ед/км}^2$. Тенденция развития овражной эрозии для района получилась отрицательной $- 0,86 \text{ м/год}$, что свидетельствует о затухании процессов оврагообразования за последние годы. Модуль оврагообразования невысокий $- 0,21 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

7. Иж-Позимский район очень слабого овражного расчленения с очень низкой скоростью затухания овражной эрозии. Включает бассейн верховий Ижа на участке между р. Лесной и р. Пироговкой. Овраги сосредоточены преимущественно в бассейнах рр. Люк и Позимь, где и расположены основные площади сельскохозяйственных земель. Средняя густота оврагов $- 8,0 \text{ м/км}^2$, плотность $- 0,057 \text{ ед/км}^2$. Тенденция развития овражной эрозии отрицательная $- 0,38 \text{ м/год}$. Средний модуль оврагообразования $- 0,12 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

8. Иж-Постольский район слабого овражного расчленения с очень низкой скоростью затухания овражной эрозии. Включает бассейн р. Иж в среднем течении выше устья р. Постолки. Средняя густота овражной сети здесь составляет $14,3 \text{ м/км}^2$, плотность оврагов $- 0,109 \text{ ед/км}^2$. Тенденция развития овражной эрозии отрицательная $- 0,92 \text{ м/год}$. Средний модуль оврагообразования равен $0,13 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

9. Валинский район умеренного овражного расчленения с высокой активностью оврагообразования. Включает водосборные бассейны верховий р. Валы и ее левобережья. Овражное расчленение отличается локализованностью, где на отдельных водосборах ее густота достигает $100-250 \text{ м/км}^2$ при среднем значении $22,7 \text{ м/км}^2$. Плотность оврагов низкая, ее среднее значение $- 0,110 \text{ ед/км}^2$. Тенденция овражной эрозии положительная и имеет самый высокий показатель $- 2,7 \text{ м/год}$. Модуль оврагообразования для данного района невысокий $- 0,28 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

10. Привятский район слабого овражного расчленения с низкой интенсивностью затухания овражной эрозии. Находится на левобережье р. Вятки выше бассейна р. Лубянки. Характеризуется высокой залесенностью территории и распространением песчаных покровов. Поэтому овражное расчленение здесь слабое: средняя густота оврагов $- 11,6 \text{ м/км}^2$, плотность их очень низкая $- 0,063 \text{ ед/км}^2$. Тенденция развития овражной эрозии здесь отрицательная, поэтому преобладают процессы медленного затухания оврагов ($-1,55 \text{ м/год}$). Модуль оврагообразования сравнительно низкий $- 0,17 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

11. Иж-Кырыкмасский район умеренного овражного расчленения с очень низкой активностью оврагообразования. Включает бассейн р. Иж ниже устья р. Постолки за исключением верховий р. Кырыкмас и водосборов рр. Варзинки и Варзи. Овражная сеть встречается практически во всех выделенных водосборных бассейнах. Отдельные овраги здесь развиваются с катастрофической скоростью (с. Мушак Киясовского района). Средняя густота овражного расчленения составляет $24,3 \text{ м/км}^2$, плотность оврагов низкая $- 0,169 \text{ ед/км}^2$. Тенденция овражной эрозии положительная $- 0,47 \text{ м/год}$. Среднее значение модуля оврагообразования составляет $0,32 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

12. Прикамско-Сарапульский район сильного овражного расчленения с низкой интенсивностью затухания овражной эрозии. Расположен на правобережье р. Камы между устьями рр. Сивы и Мулеш и в верховьях р. Кырыкмас. Овраги здесь также получили широкое распространение, средняя густота их составляет $- 87,1 \text{ м/км}^2$, а плотность $- 0,374 \text{ ед/км}^2$. Как и в предыдущем районе, тенденция овражной эрозии здесь отрицательная ($-0,22 \text{ м/год}$). Модуль оврагообразования сравнительно высокий $- 0,72 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

13. Закамский район очень слабого овражного расчленения с низкой интенсивностью затухания овражной эрозии. Находится на левобережье р. Камы и отличается высокой залесенностью территории. Овраги встречаются локализованно, преимущественно на крупных массивах пахотных земель, занимающих сильно вытянутые склоны. Средняя густота овражной сети составляет $5,3 \text{ м/км}^2$, плотность оврагов $- 0,033 \text{ ед/км}^2$. За рассматриваемый период протяженность овражной сети существенно сократилась, поэтому тенденция развития овражной эрозии здесь отрицательная $- 1,54 \text{ м/год}$. Скорость зарастания склонов оврагов выше скорости роста их вершин. Модуль оврагообразования здесь очень низкий $- 0,05 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

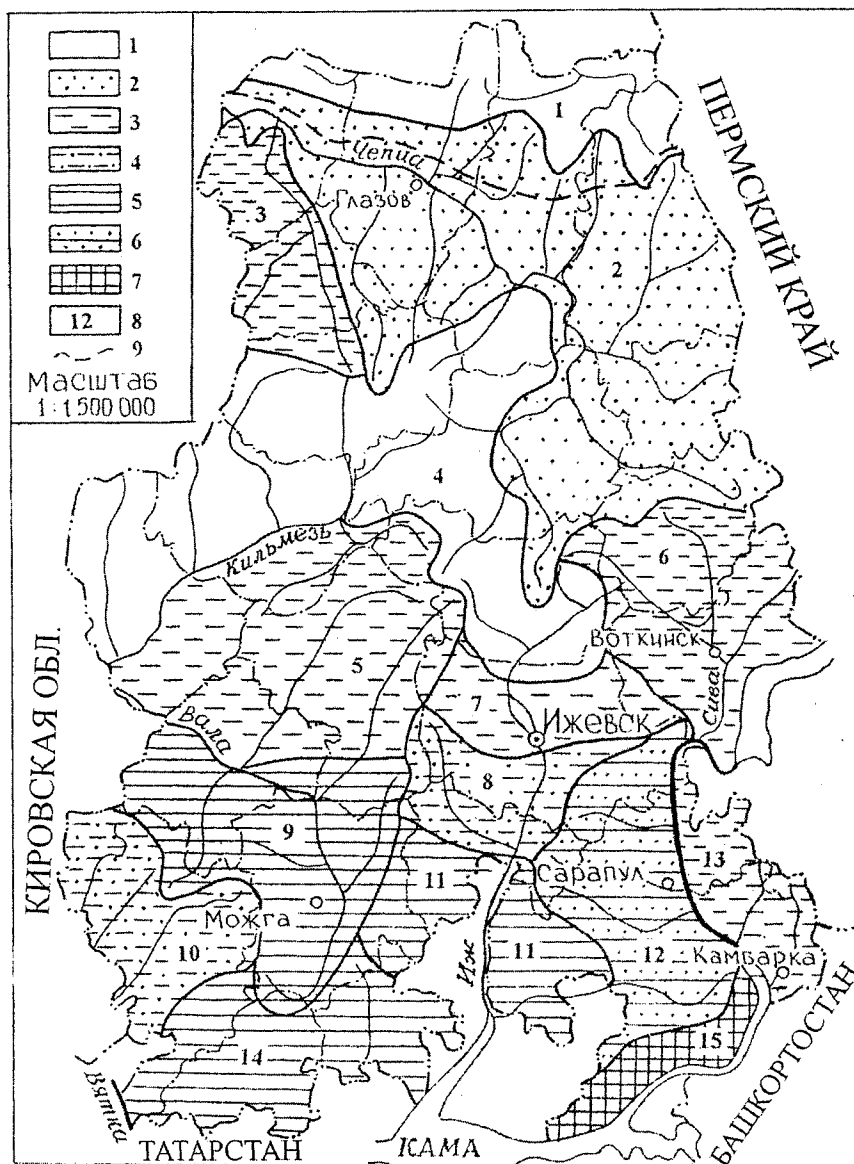


Рис. 2.22. Районирование территории Удмуртии по интенсивности развития овражной эрозии:
 1 – отсутствие оврагов; 2 – овражное расчленение спорадическое; 3 – очень слабое; 4 – слабое;
 5 – умеренное; 6 – сильное; 7 – очень сильное; 8 – номер овражного района;
 9 – северная граница отсутствия оврагов на пахотных землях

14. Привятско-Тойминский район умеренного овражного расчленения с очень низкой интенсивностью затухания овражной эрозии. Сюда относятся бассейны рр. Лубянки, Умяка, Тоймы, Варзи и Варзинки. Овражная сеть получила широкое распространение, на многих водосборах густота ее превышает $100-200 \text{ м/км}^2$ при ее среднем значении $36,5 \text{ м/км}^2$. Среднее значение плотности оврагов составляет $0,189 \text{ ед/км}^2$. В настоящее время большинство оврагов находится на последних стадиях развития, поэтому тенденция развития овражной эрозии здесь отрицательная ($-0,09 \text{ м/год}$). Модуль оврагообразования сравнительно высокий – $0,6 \text{ м/км}^2 \cdot \text{год}$.

15. Прикамский район очень сильного овражного расчленения с умеренной интенсивностью затухания овражной эрозии. Включает бассейны правых притоков р. Камы ниже устья р. Мулеш. Оврагообразование получило здесь максимальное для республики распространение. Большинство элементарных водосборов имеет густоту овражной сети более 500 м/км^2 при ее среднем значении 440 м/км^2 . В этом районе насчитывается 1116 растущих вершин оврагов, что составляет $1,35 \text{ ед/км}^2$. Оврагообразование здесь имеет длительную историю развития, и к настоящему времени

у многих оврагов выработался плавно-вогнутый продольный профиль, и находятся они в стадии затухания. В последние годы в пределах рассматриваемой территории происходит интенсивное зарастание оврагов и общая протяженность их сокращается. Об уменьшении скорости роста вершин оврагов здесь свидетельствуют данные стационарных наблюдений на ключевых участках. Поэтому тенденция развития современной овражной эрозии для района оказалась отрицательной (-2,04 м/год). Модуль оврагообразования здесь также максимальный – 4,26 м/км²•год.

Выше упоминалось, что на правом берегу р. Чепцы и в верховьях рр. Вятки и Камы на пахотных землях овраги практически не встречаются даже в условиях значительной расчлененности рельефа. Поэтому возникает вопрос о северной границе распространения оврагов на пахотных землях не только в республике, но и за ее пределами (Дедков и др., 1993). В Удмуртии она проходит по долине р. Чепцы до г. Глазова, затем по долинам рр. Ниж. Пызеп и Варьж, далее по верховьям рр. Люк и Верх. Пызеп на Камско-Чепецкий водораздел (рис. 2.22).

Эта граница не является следствием изменения климатических условий, поскольку в северном направлении увеличивается как годовой, так и наиболее важный для развития оврагов весенний сток. Поэтому можно утверждать, что положение этой границы определяется главным образом геолого-геоморфологическими факторами.

В северном направлении значительно уменьшаются степень развития и мощность наиболее легко размываемых пород – лессовидных делювиально-солифлюкционных суглинков. Вместе с делювиально-солифлюкционными склоновыми шлейфами постепенно исчезает и генетически связанная с ними инсоляционная асимметрия склонов речных долин. Крутые склоны на севере встречаются лишь по долинам рек, где и возникают иногда овраги. Вследствие высокой горизонтальной расчлененности территории долинно-балочной сетью здесь повсеместно господствуют короткие пологие склоны, часто лишенные шлейфов суглинков. Короткие склоны не обеспечивают достаточной концентрации склонового стока для развития оврагов. Поэтому на распахиваемых склонах возникают лишь начальные формы линейной эрозии – размоины и промоины.

Существенно иное распространение по территории Вятско-Камского междуречья имеют балки. Если густота оврагов в направлении на север резко сокращается до почти полного исчезновения, то густота балок, наоборот, возрастает. При средней величине густоты балок (во всем регионе 0,98 км/км²) в Предкамье Татарии и Южной Удмуртии густота их не превышает 0,5 км/км², на севере Удмуртии приближается к 1,0, а в Пермском Прикамье более 1,0 и даже достигает 2,25 км/км². Аналогичным образом изменяются по региону и максимальные значения густоты, превышающие 2,0 и даже 4,0 км/км² (Овражная..., 1990).

Во всем Вятско-Камском регионе среди эрозионных форм явно преобладают балки, средняя густота которых почти в 30 раз превышает густоту оврагов. На втором месте по густоте находится речная сеть. Такое же соотношение характерно почти для всех крупных районов, кроме Восточного Предкамья Татарии и Средней Удмуртии, где густота речной сети несколько превышает густоту балочной.

Таким образом, распространение овражной сети по исследуемой территории характеризуется значительной неравномерностью. Неравномерным является развитие овражных форм и во времени.

Анализ динамики прироста более 150 оврагов на ключевых участках за последние 30 лет свидетельствует о снижении активности современного оврагообразования. Этот вывод подтверждается также результатами трехкратного картирования густоты овражной сети в пределах западных и южных районов Удмуртии, охватывающих около 65 % площади ее территории, где сосредоточено 97 % оврагов по протяженности и 93 % по количеству. Динамика оврагообразования оценивалась по крупномасштабным аэрофотоматериалам залетов 1957 – 1959, 1970 и 1986 – 1990 годов.

Результаты дешифрирования материалов аэрофотосъемки доказывают снижение интенсивности овражной эрозии на всей территории за прошедшее время. С начала первых аэросъемок общая протяженность овражной сети в пределах анализируемой территории составляла 961,1 км, за исследуемый период она сократилась более чем на 35 км, уменьшилась и средняя густота оврагов (Рысин, 1998).

Полученные результаты свидетельствуют в общем о снижении интенсивности овражной эрозии на юге лесной зоны Вятско-Камского междуречья за последние 50 лет. Тенденция затухания скорости роста оврагов характерна и для других регионов востока Русской равнины. Так, по данным Д.Л. Арманд (1958), полученным путем сравнения картографических материалов, за период с 1865 по

1948 г. среднегодовой прирост оврагов составил 3,0 м/год, с 1948 по 1966 г. он уменьшился до 1,0 м/год, а по результатам стационарных наблюдений Е.А. Мироновой, Л.Е. Сетунской (1974) скорость роста этих же оврагов в 1967 – 1977 гг. составляла уже 0,66 м/год.

Аналогичная отчетливая тенденция затухания выявляется и для территории Татарстана. Если с 1953 по 1956 г. средние скорости роста всех типов оврагов достигали 2,45 м/год, то в начале 60-х гг. они составили уже 1,40 м/год, в 70-х гг. уменьшились до 1,0 м/год, а в 80-х снизились до 0,62 м/год (Овражная..., 1990).

Основными причинами уменьшения интенсивности овражной эрозии на исследуемой территории следует считать: 1) активное внедрение в хозяйствах почвозащитных и противозерозионных мероприятий в период с 1965 по 1990 г.; 2) снижение на 5 - 7 % площади обрабатываемых пахотных земель в последние годы; 3) изменение структуры посевов в пользу расширения доли многолетних трав; 4) уменьшение неравномерности стока воды, обусловленное региональными и глобальными климатическими изменениями, что вызывает снижение интенсивности половодного стока, следовательно, и роста оврагов; 5) естественное затухание последнего цикла овражной эрозии вследствие стадийности процесса.

Динамика эрозионно-аккумулятивных процессов в овражно-балочном звене в голоцене и перигляциальном плейстоцене еще не исследована, и ее изучение является одной из задач предстоящих исследований.

2.5.3. Русловое звено

Согласно данным А.П.Дедкова и др. (1977) в условиях гумидного умеренного климатического морфогенеза преобладающим процессом рельефообразования является русловая эрозия постоянных водотоков. Антропогенное преобразование ландшафта (главным образом, земледелие) коренным образом изменяет данное соотношение в сторону увеличения бассейновой составляющей. Так, для речных водосборов, расположенных в таежной зоне, при слабой степени изменения бассейна (залесенность 67-85%) доля бассейновой эрозии составляет около 40%. В тех же условиях, но в значительно измененных бассейнах (залесенность 40-52%) доля последней составляет уже 59% (Дедков, Мозжерин, 1984).

Наиболее распространенной формой речного русла в пределах исследуемого региона являются излучины. Доля их в среднем по республике составляет 77% (Петухова, 2003; Рысин, Петухова, 2007). По генезису, внешнему виду они очень разнообразны. В соответствии с морфодинамической классификацией (Чалов и др., 1998) на территории Удмуртии реки характеризуются преобладанием широкопойменных русел. Для верхних и нижних участков рек характерен относительно прямолинейный неразветвленный тип русла, составляющий от 16% (бассейн р. Сивы) до 28% (бассейн р. Иж).

Наиболее распространенными на исследуемой территории являются сегментные излучины с продольным перемещением: доля их в среднем по республике составляет 62%. Значительное их количество отражает различные стадии развития излучин и является косвенным свидетельством активного процесса переформирования извилистого русла в целом. На отдельных реках можно встретить все три стадии развития сегментных излучин: от пологих до крутых.

Пологие излучины встречаются довольно часто: доля их составляет в среднем 33% среди всех типов излучин и около 53% среди всех сегментных. Далее по распространенности следуют сегментные развитые (соответственно 24,7% и 31%) и сегментные крутые (13% и 16% соответственно). На дальнейших этапах развития излучин при различных условиях происходит либо спрямление русла с образованием прорванных излучин, либо деформация их в петлеобразные с продольно-поперечным перемещением. Доля петлеобразных и прорванных излучин составляет 15% от всей длины рек республики. На средних реках доля их выше – 23-27%, на малых – 4% и менее.

Традиционным методом исследования меандрирующего русла является построение эмпирических зависимостей между параметрами излучин и различными показателями, характеризующими водность реки (руслоформирующие, среднегодовые, руслонаполняющие расходы воды, расходы воды в половодье), площадь водосбора, уклоны долины и водной поверхности (Маккавеев, 1955, 1971; Кондратьев и др., 1959; Маккавеев, Чалов, 1986). В некоторых случаях в качестве показателя водности используется длина реки, а точнее расстояние от истока. Она зависит от площади водосбора, которая в свою очередь связана с расходами воды (Чалов и др., 2004). Исследования, проведенные О.М. Пахомовой (2002) на ряде рек России, позволили выявить

различия в характере связи порядковой структуры речной сети с характерными значениями параметров свободных излучин.

На реках Удмуртии были выделены относительно однородные по водности участки, границами которых служили места впадения наиболее крупных притоков. Для каждого участка определялись характерные значения параметров излучин (шаг L , радиус кривизны r , стрела прогиба h , длина l , а также относительные: l/L , r/h , характеризующие степень развитости и форму излучины) и показатели водности. В связи с недостаточной освещенностью исследуемых рек УР гидрологическими данными (имеется лишь 9 гидропостов на изучаемых реках) для выявления эмпирических зависимостей использовались в основном показатели длины реки от истока, площадь водосбора и порядок реки.

Н.А. Ржаницын (1985) предложил использовать связь гидролого-морфологических характеристик с порядком рек, зависящим непосредственно от структуры речной сети. Порядок реки – индикационная характеристика водотока, дающая осредненное представление о размере реки, условный индекс речного потока, обладающего определенными физическими характеристиками. Существует несколько схем определения порядков водотоков Р. Хортон, А.С. Стралера – В.П. Философова, Н.А. Ржаницына, А. Шайдегера и др. Для рек территории Удмуртии расчет порядков выполнялся по схеме Шайдегера:

$$N = \log_2(P) + 1,$$

где P – число притоков первого порядка (притоком 1-го порядка считается поток длиной менее 10 км).

Рассчитанные порядки рек соотносились с осредненными по однородным участкам рек морфологическими характеристиками и с параметрами излучин. Выяснилось, что основные параметры свободных излучин – r , h , l , L – достаточно тесно связаны с порядком реки и друг с другом: их значения возрастают с увеличением порядка реки, что соответствует их связи с показателями водности рек, возрастающими в этом же направлении.

Закономерности изменений параметров русла от порядка рек можно также использовать как критерий перехода от малых рек к средним (Пахомова, 2002). Для территории Удмуртии предлагается относить реки 1-6-го порядка к малым, 6-9-го порядка к средним и реки крупнее 9-го порядка – к крупным. Значительно отличаются у рек разного порядка и все остальные параметры – длина, ширина, уклон и т.д. (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Характеристики рек разного размера

Показатели	Малые реки	Средние реки	Крупные реки
Порядок реки	до 6-го	6-9-го	выше 9-го
Расход, м ³ /сек	менее 2,0	2,0-20,0	более 20,0
Длина, км	менее 25	25-100	более 100
Ширина, м	5-10	25-100	более 100
Радиус кривизны, км	0,1-0,15	0,20-0,25	более 0,7
Уклон, м/км	2-2,5	0,6-1,0	0,2 и менее

Сведения о порядках рек, зависящих от структуры речной сети, применяются и при оценке интенсивности русловых переформирований. Реки республики, протекая по равнинной территории, характеризуются активным развитием процесса меандрирования, переформирования своих берегов. Скорости плановых изменений речного русла колеблются в широких пределах: от 0,1 до 10 и более м/год. Среднегодовые скорости составляют около 0,5 м/год (Рысин, Петухова, 2007, 2008).

Значения среднегодовых ($C_{ср.}$) и среднемаксимальных ($C_{мак.}$) скоростей размыва берегов растут с увеличением порядка реки (табл. 2.3, рис. 2.23, 2.24). Коэффициенты корреляции данных зависимостей составляют 0,614 и 0,610 соответственно и описываются следующими экспоненциальными формулами: $C_{ср.} = 0,019 \exp 0,35N$, $C_{мак.} = 0,022 \exp 0,42N$.

Значения скоростей бокового размыва для рек разного порядка

Группы рек	Среднегодовая скорость размыва, м/год	Среднемаксимальная скорость размыва, м/год	Относительная скорость размыва, %
Малые	менее 0,30	0,2-0,8	3-10
Средние	0,31-0,60	0,4-1,5	1,5-3
Крупные	более 0,61	более 1,5	1-1,5

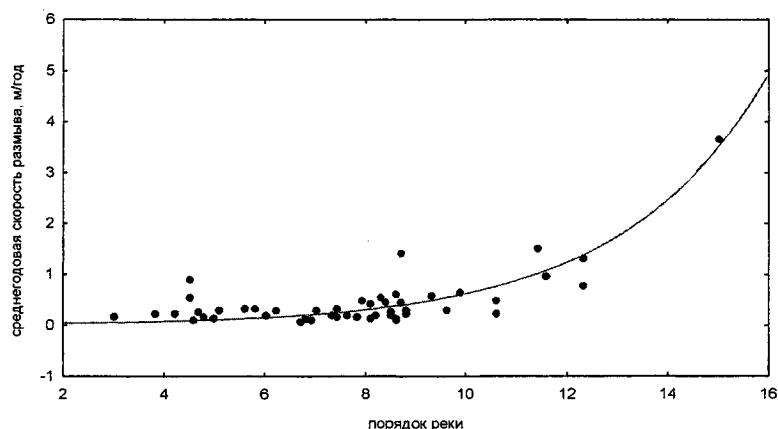


Рис. 2.23. Зависимость среднегодовой скорости размыва от порядка реки

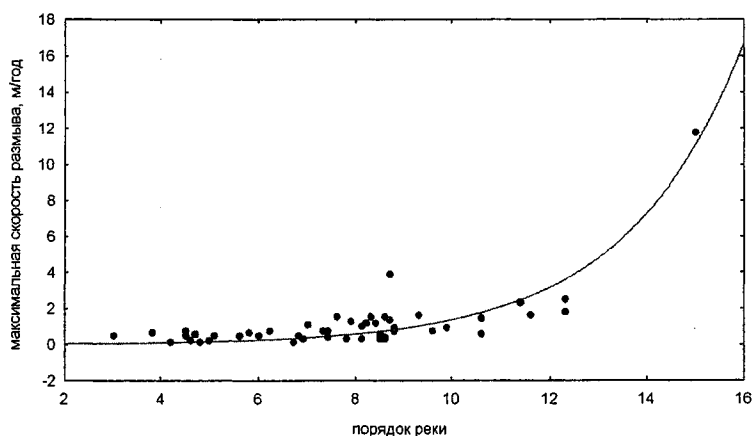


Рис. 2.24. Зависимость максимальной скорости размыва от порядка реки

Абсолютное значение скоростей отступления берега (например, 5 м/год) для малых и больших рек имеет разное значение: для малых рек это огромная величина, а для больших – ничтожно малая. Поэтому вводится относительная характеристика, позволяющая исключить влияние размера реки на оценку значимости величины скорости размыва ее берегов, – относительная скорость (U). Она представляет собой отношение расстояния, на которое за год отступает берег реки (B_d , м), к средней ширине меженного русла (B , м) на данном участке, то есть $U = B_d/B$, выраженное в процентах. Относительная скорость также имеет тесную связь с порядком реки: с увеличением размера реки относительная скорость уменьшается (рис.2.25). Зависимость эта описывается формулой вида $U = 7,348 \exp(-0,154)N$. Значение корреляционного отношения при этом составляет 0,73.

Значение порядка реки зависит прежде всего от показателя водности реки, среднегодовых расходов. Величины расходов воды влияют на интенсивность горизонтальных деформаций. Из-за отсутствия данных о руслоформирующих расходах на реках республики анализ зависимости скоростей бокового размыва был проведен со среднегодовыми расходами. С увеличением

показателей водности на реках увеличиваются и значения среднегодовых ($r=0,869$) и максимальных скоростей размыва ($r=0,936$). Связь эта имеет линейный характер и описывается уравнением

$$C=0,795+0,013Q.$$

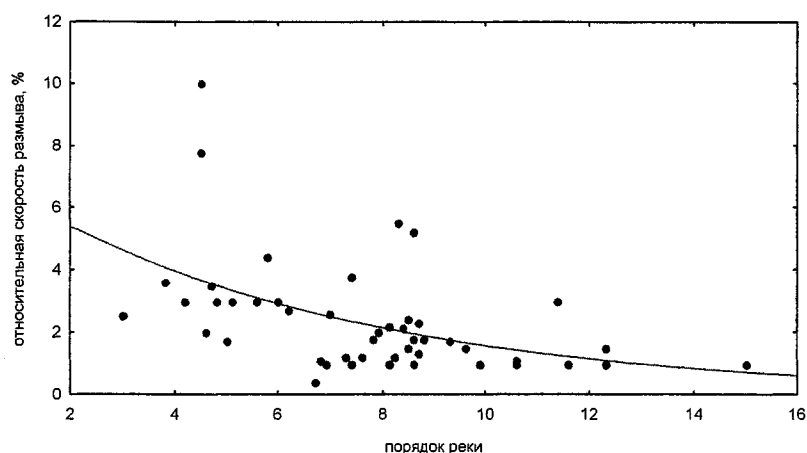


Рис. 2.25. Зависимость относительной скорости размыва от порядка реки

Расход воды, как известно, является функцией площади водосбора (с увеличением площади растут значения среднегодовых и меженных расходов). Проведенный анализ зависимости скорости горизонтальных деформаций и площади водосбора выявил наличие тесной связи между этими показателями: значение коэффициента корреляции равно 0,865.

Продолжительность половодья и межени, а также среднегодовой объем стока в разные годы неодинаковы. Если в течение ряда лет высота половодья снижается, интенсивность деформаций русла обычно несколько затухает; наоборот, повышение уровня половодья сопровождается ростом интенсивности деформаций.

2.5.4. Влияние хозяйственной деятельности на эрозионно-аккумулятивные процессы

Строительство инженерных сооружений на берегах и в руслах рек, прокладка коммуникаций через реки также приводят к изменению руслового режима. Одна из наиболее старых форм локального инженерного воздействия на русла — мостовые переходы. Строеение моста является причиной стеснения потока половодья или паводка, что приводит к образованию волны подпора выше моста (особенно велик подпор у водопропускных отверстий дорожных насыпей, перегораживающих малые реки) и волны спада — ниже моста. Это увеличивает удельный расход воды и способствует усилению общего размыва. Ниже мостов могут происходить резкие изменения морфологии русла и интенсификация горизонтальных деформаций. На примере некоторых ключевых участков ярко прослеживаются различия в интенсивности русловых деформаций выше и ниже мостовых переходов: скорости размыва берегов выше моста намного меньше (табл. 2.4).

Таблица 2.4

Скорости размыва берегов выше и ниже мостовых строений (данные 2003 г.)

Ключевой участок	Среднегодовые скорости размыва выше моста, м/год	Среднегодовые скорости размыва ниже моста, м/год
р. Ита, пос. Зура	0,10-0,15	0,25-0,40
р. Лып, д. Сосновый Бор	0,01-0,1	0,50-0,90
р. Гольянка, с. Гольяны	0,1-0,2	0,30-0,50
р. Лудзинка, д. Юськи	0,05-0,1	0,30-0,40

При осушительных мероприятиях реки служат водоприемниками, за счет чего происходит увеличение водности рек. За счет увеличения объема стока происходят быстрые размывы русла реки. Наблюдается активное понижение отметок дна; одновременно с этим происходит обрушение берегов, активное переформирование, развитие излучин. Пример такого рода антропогенной

деятельности можно наблюдать на ключевом участке в районе с. Нылга (р. Нылга), где в долине реки создана сеть дренажных каналов, через которые вода с поймы поступает в русло реки. Благодаря этому для реки характерны активное развитие процесса меандрирования, преобразование развитых сегментных излучин, высокие скорости боковой эрозии (средняя скорость размыва за 2003 г. составила 0,45 м/год, максимальная скорость – 1,15 м/год).

В результате нарушения естественного хода эрозионно-аккумулятивных процессов, вызванного увеличением поступления наносов с эродируемых антропогенно измененных водосборов, на поверхности поймы начинает формироваться новая генерация антропогенно обусловленного аллювия, получившего название **наилок**, обладающего рядом признаков, отличающих его от низжезалегающих горизонтов. Имеющиеся материалы по заилению пойм малых рек Удмуртии (Перевощиков, 1997; Егоров и др., 1993) и публикации по другим регионам (Курбанова, 1991, 1992; Курбанова, Петренко, 1990; Голосов, 1988, 2000 и др.) указывают на то, что основной причиной формирования пойменного наилка повышенной мощности является активизация эрозионно-аккумулятивных процессов на водосборах вследствие их хозяйственного освоения. Продукты бассейновой эрозии, как правило, аккумулируются в самых верхних звеньях речной сети по причине резкого снижения уклонов, а значит, и транспортирующей способности потока. Наличие значительных мощностей наилка в средних и нижних звеньях речной сети говорит уже о существенной роли в его формировании продуктов русловой эрозионной деятельности. Нарастивание высоты пойменной поверхности относительно меженного русла ограничено величиной максимального стока, стабилизация которого в конечном итоге ведет к активизации боковой эрозии - началу формирования новой поймы.

В литературе, посвященной вопросам эрозионно-аккумулятивного баланса, приводятся довольно противоречивые данные по количеству материала, аккумулированного в поймах малых рек. Если брать все малые реки в пределах одного бассейна крупной реки, то расхождения незначительны и по разным оценкам в них аккумулируется 80-90% вовлеченного в движение материала (Веретенникова и др., 1990; Добровольская и др., 2001; Ковальчук, 1992; Мозжерин, 1994; Рохмистров, 1989). В то же время, по данным М.В. Веретенниковой и др. (1990), в самых верхних звеньях постоянной гидросети откладывается от 28 до 54% наносов, поступающих с поверхности водосбора. В балансовой модели В.Н. Голосова (1988), составленной для р. Протвы (площадь-3640 км², залесенность - 60%), доля аккумуляции составляет лишь 30,6%.

Согласно наблюдениям и расчетам (Перевощиков, 1997) на территории Удмуртии аккумуляция в днищах речных долин возрастает по мере увеличения порядка бассейна. Если в долинах речных бассейнов 1-го порядка (по системе Философова-Стралера) аккумулируются 20% годового объема поступления наносов, то в долинах 4-го порядка данная величина увеличивается до 95%. Доля аккумуляции в виде пойменного наилка от суммарного поступления наносов в речных бассейнах 1-4-го порядка изменяется в диапазоне от 3-4% до 10-15%. Полученные закономерности указывают на то, что реки 1-го порядка в первую очередь выполняют функцию транзита, а функция аккумуляции ложится на малые реки более высоких порядков.

Полевые наблюдения показывают (Перевощиков, 1997), что даже в условиях достаточно высокой обеспеченности расхода, когда вода выходит на пойму только по ее пониженным участкам, отлагающийся наилок имеет мощность до 200 мм. При этом отложения обычно представлены в виде языков (гряд) длиной не более 12 м, шириной до 6 м (р. Кобылка, 1990 г., приток р. Вотки 2-го порядка, р. Малая Вотка, р. Июль, 1994 г). При площадном отложении наилка, что было отмечено на р. Лумпун (1994), когда вода покрывала пониженные участки поймы, мощность свежего наилка составляла не более 10 мм и имела относительно равномерное распределение в пределах всей зоны аккумуляции. По-видимому, на большей части поймы основная масса наносов (глинистая фракция) оседает на травянистом покрове, впоследствии, смываемая атмосферными осадками, она ложится на грунт. Со временем происходит уплотнение осадка, уменьшающее общую мощность наилка.

Кроме разовых наблюдений за скоростью осадконакопления в поймах малых рек Удмуртии, имеются данные С.Г. Курбановой и Л.В. Петренко (1990) радиоуглеродных датировок абсолютного возраста погребенных почв и самого наилка в пойме р. Валы у г. Можга, согласно которым средняя многолетняя скорость осадконакопления всей толщи наилка составляет 0,76-0,80 мм/год. Возраст погребенной почвы в данном случае оценивается в 2370±70 лет. А за последние 30 лет скорость формирования наилка составила уже 13,3 мм/год (степень освоенности водосбора – 45%).

Определенную и, по-видимому, значительную роль в процессах аккумуляции и формирования пойменного наилка играли и играют многочисленные гидротехнические сооружения.

В отдельные маловодные годы, когда весенний сток в основном осуществляется в пределах русловой части речной долины, выход воды и аккумуляция наносов на поверхности поймы могут быть вызваны наличием в русле естественных и искусственных препятствий. К естественным причинам, повышающим уровень воды в русле, можно отнести образование заторов из льда и стволов деревьев, бобриные запруды и четкообразное строение речных долин. В большинстве случаев, за исключением последнего, действие этих факторов непродолжительно и вряд ли существенно влияет на процесс и продолжительность затопления поймы.

Искусственные причины, способствующие изменению уровня воды в русле, связаны главным образом со строительством гидротехнических сооружений. В пределах Удмуртии они представлены прудами долинно-запрудного типа, в недалеком прошлом — водяными мельницами и малыми гидроэлектростанциями, имевшими преимущественно русловый тип подпруживания. Кроме того, определенное влияние на изменение режима стока в пределах поймы могут оказывать мостовые переходы и дамбы автомобильных и железных дорог (Беркович, 1992).

Широкое распространение малых искусственных водохранилищ — прудов наиболее характерно для территорий с высокой степенью освоенности. Часть малых водохранилищ Удмуртии имеют довольно солидный возраст (с XVIII в.) и существуют до настоящего времени. С этого же времени начинается интенсивное строительство мельничных прудов. В начале XX в. широкое распространение получили небольшие электростанции местного значения на малых и средних реках, прекратившие свое существование в конце 1960-х годов. Современные пруды в большинстве своем построены во второй половине XX века. За столь продолжительный временной отрезок прудовое хозяйство Удмуртии, несомненно, оказало значительное воздействие на эрозионно-аккумулятивный баланс речных бассейнов.

Область повышенной аккумуляции в прудах — это днище и зона подпора в верхнем бьефе, где процессы седиментации по своей интенсивности занимают ведущие позиции. Со временем в результате заиления русла реки в верхнем бьефе происходит деформация продольного профиля реки, а граница подпора постепенно смещается вверх по руслу. Таким образом, в период весеннего половодья в верховьях прудов значительно расширяется область аккумуляции за счет увеличения площади пруда, а наличие подпора и деформации продольного профиля способствуют затоплению поймы даже в маловодные годы. По данным М.Я. Прытковой (1981, 1991) наносодержащая способность прудов в лесной зоне колеблется в пределах 10-70% в зависимости от мутности водотока. В лесостепной и степной зонах задерживается более 95% переносимых рекой наносов.

По данным наблюдений (Перевошиков, 1997, 2000) в 1994 г. (Центральная Удмуртия) пруд площадью 23 га в весенний период удерживал 53-68% наносов, в то время как в летний период данный показатель уменьшился до 37,5%. По данным исследования заиления прудов в Татарстане (вблизи южных границ Удмуртии) (Ресурсы..., 1973), скорость осадконакопления изменяется от 0,13 до 1,5 мм/год, в среднем 0,57 мм/год. По материалам съемки мощности донных отложений Березовского залива Воткинского пруда (1994 г.) скорость осадконакопления за 235 лет его эксплуатации составила 2,1 мм/год.

Обращает на себя внимание то, что скорость осадконакопления в прудах и на поймах малых рек в большинстве случаев одного порядка. Это говорит о том, что основная масса наносов аккумулируется в днищах речных долин в период весеннего половодья.

Огромное влияние на формирование поверхности поймы в антропогенных ландшафтах оказали водяные мельницы, просуществовавшие до 1960-х гг.

В целом общее количество всех типов гидротехнических сооружений, включая ранее существовавшие мельницы и сельские ГЭС, на территории Удмуртии приближается к 6500 (Перевошиков, 2000).

Анализируя особенности их размещения, можно прийти к выводу, что максимальная плотность всех видов гидротехнических сооружений (ГТС) характерна для рек 4-го порядка, где расстояние между соседними сооружениями составляет в среднем 1,3 км. Наименьшей плотностью характеризуются реки 1-го порядка (6,0 км).

Если из данного показателя убрать численность мостовых переходов, чье влияние на процесс осадконакопления не столь существенно, то наибольшая плотность размещения по-прежнему остается на реках 4-го порядка (2,0 км), а минимальная — на реках 1-го порядка (52,8 км).

Таким образом, результаты исследований показывают, что реки 1-го порядка в целом не испытывают сколько-нибудь значительного воздействия со стороны ГТС запрудного типа. Около 3% общей длины русел рек 2-го порядка в той или иной мере испытали на себе воздействие ГТС. На реках 3-го порядка данная величина составляет уже 22%, а реки 4-го порядка практически полностью

(в пределах освоенных территорий) находились под воздействием гидротехнических сооружений запрудного типа. Естественно, данные цифры дают лишь обобщенную характеристику распределения ГТС и их влияния на аккумуляцию в днищах речных долин. Недостатки предлагаемого подхода заключаются в том, что общее количество сооружений запрудного типа рассчитывалось из их максимального количества в различных временных отрезках (за 200-летний период). Поэтому область прежнего воздействия мельниц в настоящее время может быть перекрыта современным воздействием ГЭС, действующих прудов и мостовых переходов. Тем не менее, полученные цифры позволяют учитывать возможное влияние ГТС на весь ход эрозионно-аккумулятивных процессов, особенно в речных долинах, затронутых хозяйственной деятельностью человека.

2.5.5. Формирование берегов водохранилищ

С созданием водохранилища начинается переформирование рельефа его берегов. Начальная форма берегов и береговой зоны вновь созданных водохранилищ не соответствует новым условиям и подвергается воздействию на них водных масс. Абразия инициирует и усиливает целый ряд процессов экзогенной геодинамики, которые ранее не проявлялись или проявлялись относительно слабо. Это приводит к интенсивным деформациям в береговой зоне и созданию новых форм берегов.

Берегами водохранилищ чаще всего становятся поверхности или уступы пойменных и надпойменных террас, коренные склоны долин, а иногда искусственные сооружения (дамбы и т.п.). В новых условиях эти берега испытывают все виды воздействия водной среды, прежде всего волнений и течений. При этом изменяются как надводные, так и подводные части склонов. Материалы проведенных ранее наблюдений на камских водохранилищах позволяют выделить несколько стадий развития берегов.

В первой, начальной стадии происходят разрушение и смыв дернового покрова. Ее продолжительность — от нескольких недель до года.

Вторая стадия характеризуется интенсивным берегоразрушением. Происходит переработка берегового уступа и образование абразионной отмели. Скорость отступления бровки берегов, сложенных рыхлыми породами, может составлять несколько десятков метров в год. В зависимости от того, какими породами сложены берега, продолжительность стадии составляет от 4-5 лет (суглинки и глины) до 7-9 лет (пески) (Печеркин и др., 1980). Волны, особенно штормовые, интенсивно размывают коренные склоны котловины. В этой стадии преобладает нормальный перенос продуктов разрушения к береговой линии и формирование береговой отмели.

Третью стадию называют стадией динамического равновесия. В этой стадии не происходит затухания и резкого снижения активности ведущего процесса, но он достигает такой скорости развития, которая соответствует конкретной обстановке его развития (геологическому строению склона, его морфологии, гидрологическому режиму водохранилища и т.п.). После образования береговой отмели происходит выравнивание береговой линии, обычно вначале весьма расчлененной. Большую роль в формировании берега в этой стадии, помимо волновой деятельности, играют вдольбереговые течения. Эти течения перемещают продукты разрушения от зон размыва (обычно мысов) к зонам аккумуляции (заливы, бухты) (Печеркин и др., 1980, 1981).

Разрушение, сползание дернового покрова наблюдается в настоящее время повсеместно на берегах Нижнекамского водохранилища выше уреза воды и при отсутствии непосредственного воздействия волновой деятельности. Эти процессы отмечались на всех стационарах от Сарапула до Каракулино. Можно считать, что первая стадия развития берегов успешно развивается и при нынешнем уровне воды в водохранилище, хотя и не так интенсивно, как в случае заполнения его чаши до проектной отметки. На третьей стадии развития находится в настоящее время береговая зона Воткинского водохранилища.

Процессы формирования берегов на различных участках одного и того же водохранилища протекают с различной интенсивностью. В целях изучения динамики проявления и характера действующих современных экзогенных процессов в береговой зоне водохранилища проводятся с 2003 г. систематические полевые наблюдения, включающие ежегодную тахеометрическую съемку на береговых стационарах, представляющих разные по морфологии и геологическому строению участки берега, и маршрутные обследования береговой зоны как с берега, так и с акватории водохранилища. Маршрутное обследование охватывает береговую зону от с. Камское до д. Костоваты Воткинского района.

Участок берега от с. Камское (устье Белого ручья) на протяжении примерно 3 км сложен преимущественно рыхлыми четвертичными суглинками. Высота берегового уступа сравнительно

невысокая и ровная, обычно от 7-8 до 10-12 м, расчлененная висячими устьями временных водотоков (рис. 2.26). Остальная часть берега (протяженностью около 12 км) сложена преимущественно коренными породами перми, чередующимися слоями алевролитов и песчаников. Здесь высота уступа меняется от нескольких метров до 70-80 м. Выходы рыхлых четвертичных отложений наблюдаются в пределах данного участка только в устьях временных водотоков и нивально-эрозионных цирков, также преимущественно висячих. Значительные по протяженности фрагменты берега сложены пермскими породами не в коренном залегании, а в оползнях.



Рис. 2.26. Висячие устья ложбин стока на берегах Воткинского водохранилища

Наличие висячих устьев ложбин, балок, суходолов, нивальных и нивально-эрозионных цирков свидетельствует об интенсивности отступления береговой линии. Использование данных по морфометрии временных водотоков может позволить в этом случае оценить общий итог отступления берега на каком-либо его участке и определить, хотя бы приближенно, среднюю скорость его разрушения.

Процессы формирования берегов на различных участках одного и того же водохранилища протекают с различной интенсивностью.

Берега, сложенные аргиллитами, алевролитами, песчаниками, обычно представлены высокими обрывистыми склонами, на которых активно развиваются процессы осыпания и обваливания. Крутизна склонов не меняется, и они развиваются путем параллельного отступления. Накопления коллювия у основания склонов не происходит, поскольку весь материал активно перерабатывается волновыми процессами и постепенно заполняет чашу водохранилища. Скорость отступления склонов составляет в среднем 7-10 см. Осыпные процессы проявляются в течение всего года, но их скорость крайне неравномерна. Наибольшую часть материала дает сравнительно короткий промежуток времени – с конца марта до середины мая, когда они резко активизируются, по всей вероятности, в связи с колебаниями суточных температур около нулевой отметки (морозное выветривание). Вдоль всего основания склонов в весенний период формируется мощная осыпь (рис. 2.27), высота которой зависит от высоты склона.

Факт формирования осыпи именно в весеннее время подтверждается тем, что под ней залегает снежный покров, содержащий очень небольшие прослойки осыпного материала и лед водохранилища. По нашим подсчетам, отступление склонов за весенний период составляет 5-7 см, то есть около 70-75% годового итога. После схода снега и льда на водохранилище волны полностью размывают образовавшуюся осыпь уже к середине июля. В связи с этим можно отметить, что на водохранилище очень высока роль процесса выветривания как фактора формирования берега.

На берегах, сложенных коренными породами, достаточно активно продолжают развиваться оползневые процессы. Количественно преобладают деляпсивные оползни, свободно соскальзывающие к урезу воды, но не всегда достигающие его в течение одного года. Размеры их обычно невелики – ширина до 2,5-3 м, длина до 12-15 м. Достигшие уреза воды оползни этого типа

размываются волновыми процессами в течение одного летнего сезона. Крупные детрузивные оползни образуются гораздо реже. При этом формируются оползневый цирк, ограниченный стенкой срыва, и оползневый блок, имеющий сложный рельеф. Напорный оползневый вал и фронтальная часть оползня начинают интенсивно размываться. По проведенным наблюдениям на оползне в районе д. Беркуты, с 2003 г. по 2007 г. уступ оползня отступил на 2 м, при том что сам оползень продолжал постепенно смещаться в сторону акватории и сдвинулся на 8 м. Таким образом, абразионными процессами было размыто и перенесено вглубь акватории около 10 м оползневого тела (при высоте размываемого уступа 3,5-5 м) (рис. 2.28).



Рис. 2.27. Осыпь у подножия абразионного склона

Темпы и направление движения оползня можно фиксировать по заложенным грунтовым реперам и по изменению расположения деревьев, сохранившихся на оползне.

На изучаемом участке береговой зоны в 2007 г. образовалось два новых крупных оползня и большое количество малых, чему способствовали погодные условия – необычно теплая зима, таяние снежного покрова в декабре, что пополнило запасы подземных вод и дополнительно утяжелило грунты к периоду весеннего снеготаяния. Активизация оползневых процессов отмечена также в 2007 г. и на берегах Нижнекамского водохранилища, и на р. Каме.

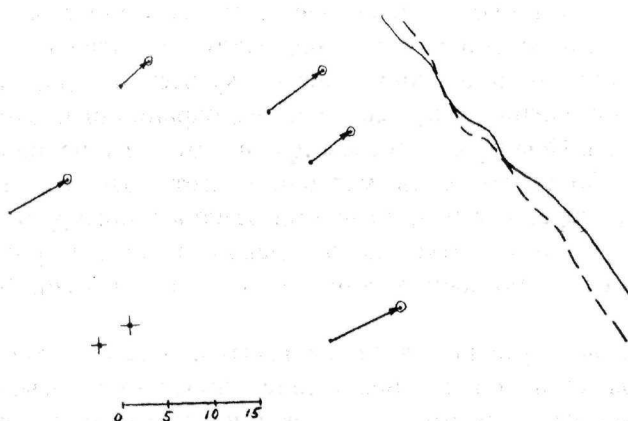


Рис. 2.28. Изменение расположения деревьев (отмечено стрелками) и береговой линии в 2003-2007 гг. на оползне в районе д. Беркуты

Учитывая повсеместное и постоянное развитие в береговой зоне осыпания и обваливания, в то время как оползание на склонах, сложенных коренными породами, всегда фрагментарно и

охватывает лишь небольшие отрезки береговой линии, можно утверждать, что именно эти процессы являются основными поставщиками материала в водохранилище.

Берега, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями разного генезиса, преимущественно суглинистого и супесчаного состава, переформируются более активно. Они параллельно отступают в сторону водораздела со средней скоростью 1,5-2 м/год (рис. 2.29). Они имеют почти вертикальный клиф, основание которого соответствует уровню стояния воды в водохранилище. У подводной части прибрежной зоны углы наклона небольшие – около 3° и довольно широкая полоса мелководья. Профиль подводного рельефа на всем протяжении исследуемого берега остается практически неизменным.

Глубины на подходах к берегам остаются при всех уровнях достаточными для свободного подхода волн, что обуславливает возможность абразии в течение всего периода открытого водоема. Поэтому длительность безледного периода является важным фактором, определяющим интенсивность и характер переработки берегов. Данный фактор, в частности, связывает интенсивность абразии береговых склонов с географическим положением водоема (Давыдов и др., 1973).

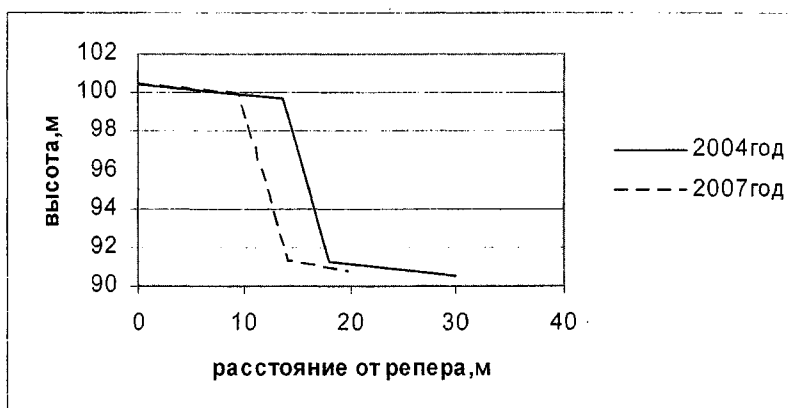


Рис. 2.29. Отступление берега, сложенного четвертичными отложениями (стационар «Геолог», Воткинское водохранилище)

Обращает на себя внимание тот факт, что почти на всем берегу водохранилища отсутствуют пляжи – надводные части современной береговой зоны. Эти формы рельефа в настоящее время встречаются только в устьях малых рек, крупных балок и нивально-эрозионных цирков, впадающих в водохранилище. Это свидетельствует о том, что процессы денудации и аккумуляции еще не находятся в стадии равновесия и активное переформирование берегов будет продолжаться еще длительное время. Во время сниженных уровней размывается внешний край береговой отмели, образованный при более высоких уровнях, а материал переоткадывается на большие глубины или поступает во вдольбереговой поток наносов и заполняет заливы и бухты. В результате процесс развития отмели в целом замедляется, а время относительной стабилизации новых береговых форм отдалается.

3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РЕСУРСЫ

3.1. Барико-циркуляционный режим атмосферы

3.1.1. Циркуляционные факторы климата

Погода и климат любого района Земли в большой степени определяются атмосферной циркуляцией – системами воздушных течений, охватывающих значительные по площади географические районы и связывающих условия погоды и климата на очень больших расстояниях. Благодаря циркуляции атмосферы радиационный режим, процессы теплообмена и влагообмена каждой территории оказываются под существенным воздействием окружающего его пространства.

На территории восточных районов Европейской части РФ довольно хорошо проявляется основная черта планетарной циркуляции атмосферы – преобладание западного переноса воздуха в тропосфере и нижней стратосфере (до высоты 15-17 км). Это обуславливает большое влияние на местный климат атлантических воздушных течений, которые смягчают и увлажняют его, несмотря на значительную удаленность территории от океана. Вместе с тем сюда поступают и воздушные массы, сформировавшиеся в других, в том числе и резко континентальных, районах и обладающие специфическими термогигрометрическими свойствами.

«Очагами формирования» воздушных масс, вторгающихся в Поволжье и Предуралье по различным направлениям, являются следующие районы (Колобов, 1968): 1) Земля Франца-Иосифа, Новая Земля – для северных вторжений; 2) Шпицберген, восток Гренландии – для северо-западных; 3) северная Атлантика (к югу от Исландии и к западу от Ирландии) – для западных; 4) притропическая Атлантика 30-50° с.ш., 10-40° з.д.), север Африки, Средиземное море – для юго-западных; 5) север Аравии, Иранское нагорье – для южных; 6) Казахстан, Средняя Азия – для юго-восточных; 7) районы верхнего и среднего течения Енисея – для восточных; 8) Таймыр, Карское море – для северо-восточных.

По северо-восточным, северным и северо-западным траекториям входит холодный воздух арктического происхождения. Иногда он поступает на изучаемую территорию с юго-востока, пройдя по территории Западной Сибири и обогнув с юга Уральские горы. С юга и юго-запада, а летом и с юго-востока обычно приходит тропический воздух, обуславливающий резкие потепления, вплоть до оттепелей, зимой и жаркую иногда «суховейную» погоду летом. Из районов Атлантики поступает морской воздух умеренных широт, несущий неустойчивую с осадками погоду и вызывающий некоторое похолодание весной и летом и заметное потепление осенью и зимой. Из районов Сибири зимой вторгается холодный континентальный воздух умеренных широт, приводящий к установлению малооблачной морозной погоды. Теплый континентальный воздух умеренных широт формируется лишь в теплое время года в Европе и Азии; например, весной и осенью он сравнительно часто образуется в районах Казахстана и балканских стран.

По сведениям Н.В. Колобова (1968), на данной территории наибольшей повторяемостью в течение года характеризуются вхождения воздуха с запада, наименьшей – с северо-востока. Воздушные массы, смещающиеся на эту территорию в системе атмосферной циркуляции, испытывают трансформационные изменения в процессе движения. Характер и величина изменения основных параметров воздушных масс за время передвижения из «очагов формирования» до территории Среднего Поволжья зависят от траектории и скорости их движения, времени года и многих других причин. Исследования показали, что воздушные массы, проходящие по северным и северо-восточным траекториям, прогреваются во время движения в среднем на 2-3° за сутки весной и летом и на 1,5-2° осенью. Воздушные массы, вторгающиеся по южным и юго-западным траекториям, выхолаживаются летом на 1-1,5°, зимой на 2-3° за сутки. Западные и северо-западные массы летомгреваются, а зимой выхолаживаются примерно на 1-3° за сутки. Восточные потоки несколько прогреваются зимой, а юго-восточные – охлаждаются летом (на 0,5-1,0° за сутки).

Под влиянием местных условий процессы трансформации продолжаются, и в случае ослабления внешних воздействий пришедшая воздушная масса превращается в так называемую «местную» воздушную массу, приобретая свойства данного географического района. Температура в местной воздушной массе летом выше, а зимой ниже климатологической температуры, то есть в ней усиливаются континентальные черты погоды и климата.

На процессы погоды и формирование климата большое влияние оказывают циклонические и антициклонические формы движения атмосферы. Они обуславливают как зональные, так и меридиональные движения воздушных масс. При этом циклоны, вовлекая в свои системы различные по тепловым и влажным свойствам воздушные массы, способствуют развитию конденсационных процессов, образованию облачности и осадков. Антициклоны, наоборот, ослабляют конденсационные процессы, разрушают облачность. Циклоны сопровождаются обычно быстрыми и резкими изменениями погоды с сильно развитой облачностью, осадками, порывистыми ветрами. В антициклонах господствует более спокойная малооблачная погода.

3.1.2. Атмосферное давление

Барическое поле (пространственное распределение атмосферного давления) представляется, как известно, изобарическими поверхностями и изобарами. Изобары на климатологических картах строятся для уровня моря по средним значениям давления за отдельные месяцы. При этом давление, наблюдаемое на метеорологических станциях, расположенных на разной высоте, приводится к уровню моря по барометрической формуле. В приземном слое оно уменьшается примерно на 1 гПа при поднятии на 8 м.

На формирование климата Поволжья и Предуралья существенное влияние оказывают периферии следующих центров действия атмосферы: Исландского минимума, Азиатского (Сибирского) и Азорского максимумов. Структура барического поля в различные сезоны характеризуется определенным преобладающим направлением изобар над данной территорией и смежными с ней районами. Зимой и в среднем за год изобары направлены с запада-юго-запада на восток-северо-восток, весной - преимущественно с запада на восток. Летом давление в общем возрастает в западном направлении, а изобары проходят с северо-запада на юго-восток.

Осенью барическое поле перестраивается и постепенно приобретает зимнюю структуру (Колобов, 1968; Климат России, 2001).

В пределах территории Удмуртии средние многолетние значения (1966-2004 гг.) атмосферного давления, приведенного к уровню моря, в отдельные месяцы меняются сравнительно мало (на 0,7–1,5 гПа), особенно летом. В годовом ходе наибольшие его значения отмечаются в холодный период, наименьшие — в теплый. Среднее месячное давление меняется от 1019,7-1021,2 гПа в феврале - марте до 1010,3-1011,0 гПа в июле; амплитуда его годового хода составляет 9,2-10,5 гПа, а среднее годовое давление равно 1016,1 - 1016,9 гПа (табл. 3.1).

Средние месячные значения давления в отдельные годы могут существенно отклоняться от «нормы» как в одну, так и в другую сторону, что свидетельствует соответственно о преобладании циклонической или антициклонической погоды в данном конкретном месяце этого года. Так, за исследуемый период наибольшее среднее значение давления наблюдалось в феврале 1984 г. и составило в Можге 1044,5 гПа, что оказалось выше нормы на 23,5 гПа. Наименьшее же его значение было отмечено в июле 1994 г. в Воткинске — 1003,3 гПа, что ниже нормы на 7,0 гПа.

Амплитуда колебаний среднего месячного давления в зимний период составляет 29-38 гПа, а в летний период 11-13 гПа, что примерно в три раза меньше. Амплитуда колебаний средних годовых значений давления сравнительно невелика — 10-12 гПа. Наибольшие средние квадратические отклонения (σ) месячного давления отмечаются в январе, изменяясь в пределах 7,8-8,2 гПа, наименьшие в июле — 2,6-2,7 гПа; для года оно составляет 2,0-2,4 гПа.

Межгодовые изменения атмосферного давления за исследуемый период происходили на фоне низкочастотных его колебаний с периодичностью в несколько лет. Прослеживаются также слабые тренды падения давления в зимние месяцы (январь, февраль), что подтверждается соответствующими трендами роста температуры воздуха, обусловленными преобладанием циклонических процессов, особенно в последние годы (рис. 3.1).

Экстремально максимальные и минимальные значения давления, взятые из наблюдений в отдельные сроки, характеризуются значительно большими амплитудами колебания. С октября по март они могут достигать 85-100 гПа, тогда как с мая по сентябрь их значения меняются в пределах 45-60 гПа.

В отдельные дни зимой максимумы давления на уровне моря в стационарных антициклонах могут достигать значений 1055-1060 гПа. При прохождении же глубоких циклонов давление может опуститься до 950-955 гПа. В летние месяцы, по сравнению с зимними, значения максимального давления в антициклонах значительно меньше — 1020-1025 гПа, а минимального в циклонах - больше, около 965-975 гПа.

В суточном ходе атмосферное давление меняется незначительно. При этом максимум давления обычно приходится на ночные или утренние часы, когда воздух наиболее холодный и плотный. Минимум же чаще бывает в послеполуденные часы, когда плотность воздуха уменьшается при повышенных его температурах. Среднесуточная амплитуда, полученная по данным за отдельные месяцы, находится в пределах 0,2-0,6 гПа с сентября по февраль и 0,6-1,3 гПа с марта по август. Амплитуда же суточного хода среднего квадратического отклонения атмосферного давления примерно в два-три раза меньше (0,1-0,5 гПа).

Изменение атмосферного давления от суток к суткам обычно составляет несколько гектопаскалей. Однако при резкой смене барических образований с октября по апрель его наибольшие межсуточные изменения могут достигать 18-28 гПа, тогда как с мая по сентябрь лишь 12-16 гПа.

Как было установлено, быстрые и существенные изменения атмосферного давления (более чем на 10 гПа за сутки) неблагоприятно сказываются на состоянии здоровья людей, особенно страдающих сердечно-сосудистыми заболеваниями. Поэтому необходимо, чтобы службы погоды своевременно

информировали медицинские учреждения и население о возможном резком изменении давления воздуха в целях принятия соответствующих превентивных мер.

3.1.3. Направление и скорость ветра

Направление ветра

Ветровой режим в основном определяется сезонными особенностями структуры барического поля согласно барическому закону ветра, а также формой рельефа, характером подстилающей поверхности и открытостью места установки приборов. В среднем за год преобладающим направлением ветра для четверти горизонта на территории республики является юго-юго-западное, его вероятность составляет 38%. При этом по восьмирумбовой шкале повторяемость южного и юго-западного направлений ветра составляет по 19%, западного — 16 % (табл. 3.2).

Преобладание ветров юго-юго-западной четверти горизонта более резко выражено в зимний период, когда ось зимнего азиатского максимума давления проходит южнее изучаемой территории, а преобладание западного тропосферного переноса при больших горизонтальных градиентах давления обуславливает большую повторяемость южных и юго-западных ветров с повышенными скоростями (табл. 3.3). Летом перестройка структуры барического поля обуславливает в среднем направление изобар с северо-запада на юго-восток, что приводит к возрастанию повторяемости западных, северо-западных и северных направлений ветра при уменьшении частоты юго-западных, южных и юго-восточных ветров (табл. 3.4). Вместе с тем в летнее время средние значения горизонтальных градиентов давления в тропосфере наиболее низкие, что характеризует наименьшие средние скорости ветра и увеличение частоты штилей. Наибольшая повторяемость штилей наблюдается в Дебесах, Ижевске и Можге, наименьшая — в Селтах и Игре.

Режим направления ветра под влиянием неоднородностей форм рельефа и характера подстилающей поверхности (растительность, гидрография) может испытывать своеобразные отклонения от средних фоновых значений. Определяющими факторами рельефа при этом оказываются абсолютная высота, ориентация и крутизна преобладающих уклонов ложбин (долин) и гребней по отношению к господствующим потокам воздуха, а также его расчлененность, воздействие которой проявляется в мезо- и микроклиматических различиях в направлении и скорости ветра. При этом могут возникать и местные циркуляции: склоновые, стоковые, бризовые, а иногда и фёновые ветры.

Так, воздействие холмистого рельефа на ветер наиболее отчетливо прослеживается при антициклонических условиях погоды и небольших скоростях основного потока (Климатология, 1989). Ночью с вершин и склонов охлажденный воздух стекает вниз, что приводит к возникновению термической неоднородности вдоль склонов и скоплению холодного воздуха в бессточных пониженных формах рельефа. В дневное время интенсивный турбулентный обмен приводит к усилению скорости ветра и неустойчивости его направления.

Вместе с тем в направлении ветра иногда обнаруживается и суточный ход. Как известно, возрастание скорости ветра в приземном слое в дневное время в ясные дни под влиянием усиления турбулентности сопровождается правым поворотом направления ветра (по часовой стрелке) в северном полушарии.

Убывание же скорости ветра вечером и ночью происходит при одновременном его повороте в обратном направлении, то есть вращении влево (против часовой стрелки).

Скорость ветра

Средние месячные скорости ветра на высоте 10-12 м от поверхности земли характеризуются меньшими значениями в летний период (2,0-3,5 м/с) и большими — чаще в зимний (3,0-4,5 м/с), что обусловлено увеличением градиентов давления от лета к зиме (табл. 3.5). Средние месячные максимальные скорости ветра примерно на 2-3 м/с больше средних скоростей и составляют около 5,0-7,0 м/с в летние месяцы и 5,5-7,5 м/с - в весенние (табл. 3.6). Повышенными скоростями ветра в среднем за год отличается станция Можга (что связано с более открытым ее положением), пониженными скоростями - Дебесы.

В отдельные годы наибольшие средние месячные максимальные скорости ветра в ноябре достигают примерно 10-12 м/с в Глазове, Ижевске и Можге. При этом наибольшие скорости обычно характерны для преобладающих направлений: зимой они отмечаются при южных и юго-западных ветрах, а летом при северо-западных и северных.

Таблица 3.1

Среднее атмосферное давление (гПа) на уровне моря (1966–2004 гг.)
(Н – высота станции над уровнем моря, м)

Станции	Н	Месяцы												Год	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Глазов	168	1019,0	1020,2	1019,9	1017,4	1015,1	1011,1	1011,0	1012,7	1014,8	1015,6	1019,0	1018,1	1016,2	
Дебесы	186	1019,3	1020,4	1020,2	1017,4	1014,8	1010,8	1010,5	1012,5	1014,6	1015,7	1019,2	1018,3	1016,1	
Игра	232	1019,4	1020,5	1020,2	1017,6	1015,1	1011,1	1010,8	1012,7	1014,9	1016,0	1019,4	1018,5	1016,4	
Селгы	184	1019,4	1020,5	1020,3	1017,7	1015,3	1011,1	1010,9	1012,8	1015,0	1016,2	1019,5	1018,5	1016,4	
Воткинск	98	1019,3	1019,7	1020,0	1017,7	1014,4	1010,6	1010,3	1012,2	1014,6	1015,9	1019,4	1018,7	1016,1	
Ижевск	155	1019,6	1020,9	1021,2	1018,0	1015,2	1011,1	1010,7	1012,7	1015,2	1016,5	1019,8	1019,5	1016,7	
Сарапул	133	1020,2	1021,2	1021,1	1018,2	1015,2	1011,0	1010,7	1012,8	1015,3	1016,8	1020,3	1019,6	1016,9	
Можга	169	1020,0	1021,0	1020,9	1018,1	1015,5	1011,3	1011,0	1012,9	1015,3	1016,7	1020,1	1019,2	1016,8	
Среднее	1019,5	1020,6	1020,5	1017,8	1015,1	1015,5	1011,0	1010,7	1012,7	1015,0	1016,2	1019,6	1018,8	1016,4	
Максимум	1020,2	1021,2	1021,2	1018,2	1015,5	1015,5	1011,3	1011,0	1012,9	1015,3	1016,8	1020,3	1019,6	1016,9	
Минимум	1019,0	1019,7	1019,9	1017,4	1014,4	1014,4	1010,6	1010,3	1012,2	1014,6	1015,6	1019,0	1018,1	1016,1	

Таблица 3.2

Повторяемость направлений ветра и штилей за год (1966 – 2004 гг.), %

Станции	Штиль	Направления															
		ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ	С
Глазов	7,3	2,6	3,5	3,7	6,7	7,1	5,3	4,4	6,5	8,6	9,9	10,8	13,3	7,4	4,2	2,8	3,3
Дебесы	13,4	3,0	4,1	5,6	5,2	3,0	3,6	6,4	10,6	9,3	8,8	9,6	9,5	6,8	5,6	4,4	4,4
Игра	4,1	3,9	4,6	3,2	3,0	2,6	3,3	10,9	16,3	9,5	9,0	6,3	5,8	5,8	5,6	5,4	4,8
Селгы	3,8	2,7	3,2	3,9	3,7	3,9	4,6	8,6	11,1	9,5	8,0	8,9	9,1	7,1	6,1	5,2	4,5
Воткинск	5,8	5,3	5,0	4,1	2,8	2,7	2,7	6,9	10,9	13,1	8,9	8,5	7,0	7,0	4,9	5,5	4,8
Ижевск	11,9	4,2	4,3	4,9	3,7	3,5	4,1	8,4	8,9	11,0	9,3	9,7	7,5	6,7	4,5	5,1	4,3
Сарапул	9,1	4,1	3,2	1,1	2,7	4,2	7,7	7,4	10,1	7,4	10,3	6,3	8,4	5,3	9,7	5,6	6,5
Можга	11,8	3,7	3,1	2,3	3,0	3,5	4,5	6,2	9,1	13,8	14,0	8,6	7,1	5,4	5,0	5,5	5,3
Среднее	8,4	3,7	3,9	3,6	3,9	3,8	4,5	7,4	10,4	10,3	9,8	8,6	8,5	6,4	5,7	4,9	4,7
Максимум	13,4	5,3	5	5,6	6,7	7,1	7,7	10,9	16,3	13,8	14	10,8	13,3	7,4	9,7	5,6	6,5
Минимум	3,8	2,6	3,1	1,1	2,7	2,6	2,7	4,4	6,5	7,4	8	6,3	5,8	5,3	4,2	2,8	3,3
Ср. по 8 румб.			7,5		7,6		10,1		19,3		19,2		16,0		11,4		9,1

Таблица 3.3

Повторяемость направлений ветра и штилей в январе (1966 – 2004 гг.), %

Станции	Штиль	Направления													
		ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
Глазов	6,7	1,0	2,0	2,9	7,6	9,3	7,2	5,5	8,3	9,0	10,3	13,0	6,7	2,5	1,9
Дебесы	14,9	1,3	3,7	4,8	5,2	3,5	4,0	8,9	15,1	11,9	9,4	7,7	5,4	4,1	2,5
Игра	3,2	3,3	4,2	2,1	2,3	1,8	3,4	14,3	23,4	10,5	8,6	4,6	4,4	3,9	4,0
Селты	3,2	2,1	2,9	2,9	2,9	3,8	6,1	12,6	14,0	11,1	7,5	8,6	5,9	4,7	3,4
Воткинск	7,4	4,3	4,8	2,7	1,7	2,3	3,3	10,8	16,4	16,6	7,2	5,2	5,0	3,6	3,8
Ижевск	11,2	3,5	3,8	3,5	3,1	3,9	5,8	12,8	11,5	12,5	9,5	6,7	5,3	3,1	2,8
Сарапул	8,0	2,3	1,0	0,5	1,6	4,5	11,5	11,5	13,9	8,5	5,4	7,0	3,5	7,6	5,4
Можга	12,5	2,7	2,7	1,6	1,6	2,5	4,8	7,7	10,8	17,0	16,4	7,1	4,2	3,8	4,2
Среднее	8,4	2,6	3,1	2,6	3,3	4,0	5,8	10,5	14,2	12,1	10,2	7,5	5,1	4,2	3,5
Максимум	14,9	4,3	4,8	4,8	7,6	9,3	11,5	14,3	23,4	17	16,4	13	6,7	7,6	5,4
Минимум	3,2	1	1	0,5	1,6	1,8	3,3	5,5	8,3	8,5	7,5	4,6	3,5	2,5	1,9
Ср. по 8 румб.			5,7		6,5		13,0		25,5		20,3	14,0		8,4	6,5

Таблица 3.4

Повторяемость направлений ветра и штилей в июле (1966 – 2004 гг.), %

Станции	Штиль	Направления													
		ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
Глазов	13,2	5,1	6,4	5,2	8,5	6,0	4,5	2,7	4,0	4,4	5,7	13,4	8,7	6,6	4,4
Дебесы	17,7	5,2	6,4	7,5	6,5	3,2	3,5	3,2	4,7	4,4	6,1	9,9	8,5	9,0	7,3
Игра	7,4	6,6	6,4	5,1	4,9	3,6	3,3	7,0	8,9	6,4	5,9	6,0	6,3	7,9	7,9
Селты	6,3	4,3	4,5	6,0	5,6	5,0	3,9	5,3	5,4	5,4	5,3	9,2	8,5	8,6	8,4
Воткинск	7,5	7,0	6,8	6,3	4,9	4,0	2,8	4,4	5,2	6,3	5,0	7,6	9,2	7,7	9,1
Ижевск	19,0	6,6	6,2	7,1	5,5	4,4	2,7	4,4	4,8	6,4	5,3	8,0	8,5	6,7	8,9
Сарапул	11,5	6,7	5,9	2,1	4,4	4,2	5,3	3,4	4,7	4,3	6,5	8,0	6,5	14,1	9,0
Можга	17,4	5,2	4,6	3,6	4,4	4,6	4,6	5,1	6,3	8,1	8,4	7,5	6,5	7,4	8,7
Среднее	12,5	5,8	5,9	5,4	5,6	4,4	3,8	4,4	5,5	5,7	6,0	8,7	7,8	8,5	8,0
Максимум	19	7	6,8	7,5	8,5	6	5,3	7	8,9	8,1	8,4	13,4	9,2	14,1	9,1
Минимум	6,3	4,3	4,5	2,1	4,4	3,2	2,7	2,7	4	4,3	5	6	6,3	6,6	4,4
Ср. по 8 румб.			11,5		10,5		8,2		10,6		12,2	15,9		16,4	14,8

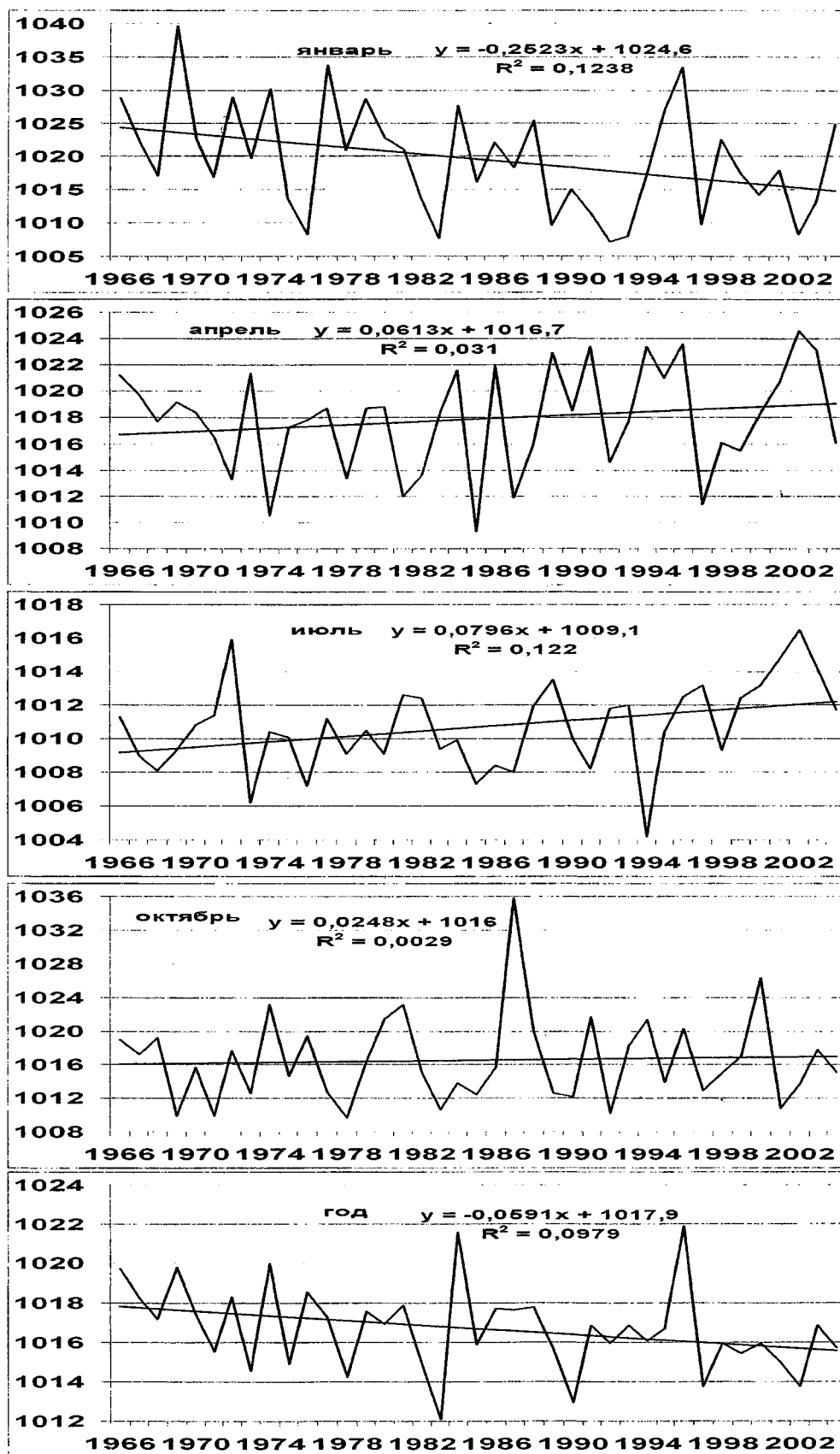


Рис.3.1. Межгодовые изменения и линейные тренды атмосферного давления на уровне моря на ст. Ижевск, гПа

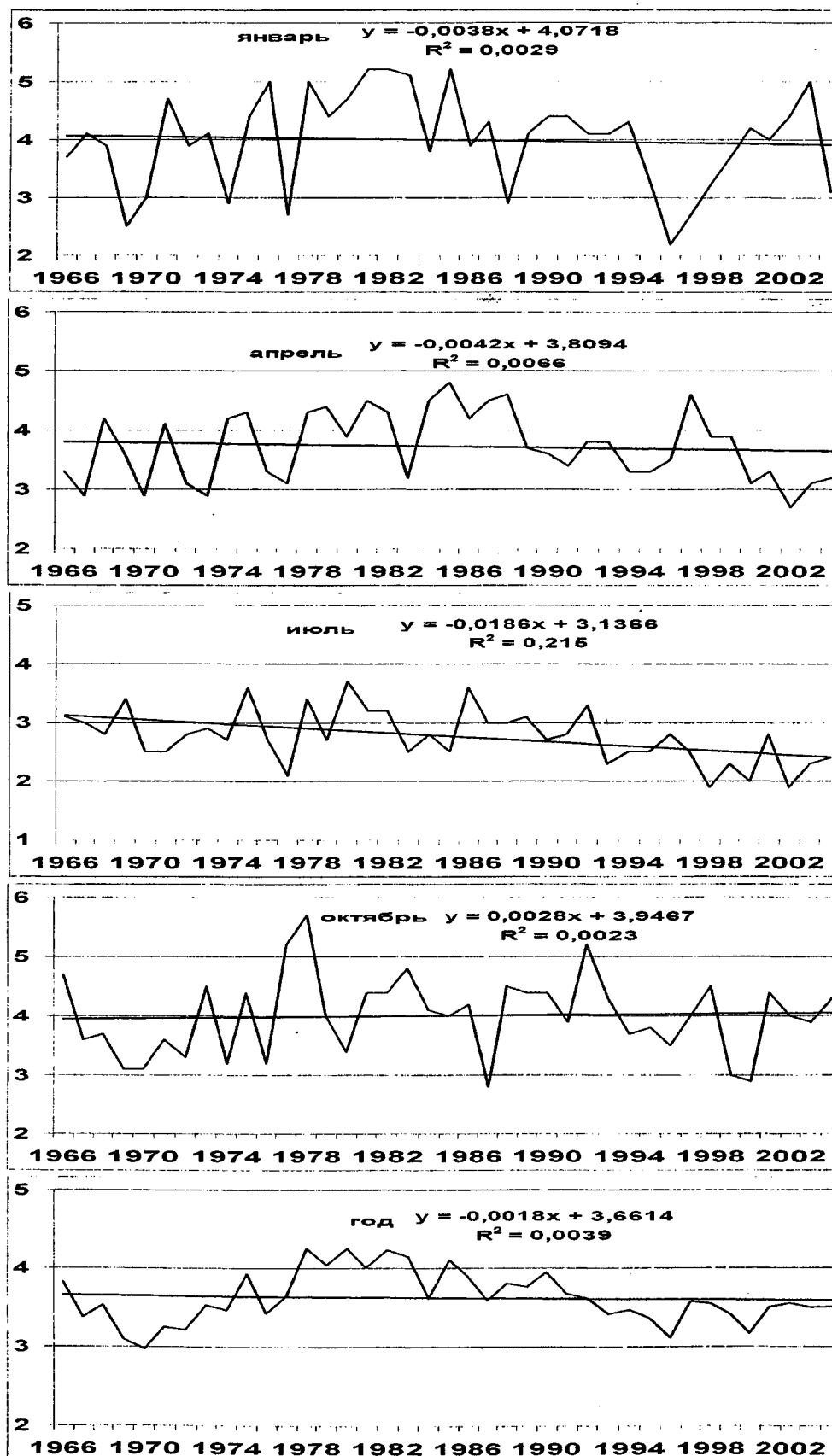


Рис.3.2. Межгодовые изменения и линейные тренды средней скорости ветра на ст. Ижевск, м/с

Таблица 3.5

Средняя скорость ветра (1966-2004 гг.), м/с

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	3,8	3,8	3,9	3,8	3,7	3,1	2,5	2,8	3,2	3,9	3,9	4,0	3,5
Дебесы	3,4	3,4	3,3	3,2	3,4	3,0	2,5	2,7	3,0	3,7	3,7	3,6	3,2
Игра	3,4	3,3	3,2	3,2	3,2	2,9	2,4	2,6	2,9	3,4	3,4	3,4	3,1
Селты	4,2	4,0	3,9	3,8	3,9	3,4	2,9	3,1	3,5	4,1	4,2	4,3	3,8
Воткинск	3,5	3,5	3,4	3,3	3,3	2,9	2,5	2,6	3,0	3,6	3,5	3,5	3,2
Ижевск	4,0	3,8	3,8	3,7	3,8	3,3	2,8	2,9	3,4	4,0	4,0	4,0	3,6
Сарапул	3,3	3,1	3,1	3,0	3,3	2,8	2,4	2,4	2,7	3,2	3,2	3,1	3,0
Можга	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,4	2,0	2,1	2,4	3,0	3,0	2,8	2,6
Среднее	3,5	3,5	3,4	3,4	3,4	3,0	2,5	2,7	3,0	3,6	3,6	3,6	3,3
Максимум	4,2	4	3,9	3,8	3,9	3,4	2,9	3,1	3,5	4,1	4,2	4,3	3,8
Минимум	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,4	2	2,1	2,4	3	3	2,8	2,6

Таблица 3.6

Средняя максимальная скорость ветра (1977 – 2004 гг.), м/с

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	6,3	6,3	6,2	6,4	6,7	6,0	4,9	5,4	6,0	6,9	6,8	6,7	6,2
Дебесы	5,7	5,6	5,3	5,6	6,4	5,8	4,9	5,3	5,6	6,2	6,1	5,9	5,7
Игра	6,7	6,7	6,5	6,8	7,1	6,6	5,5	5,8	6,1	6,9	6,8	6,8	6,5
Селты	6,8	6,5	6,3	6,5	7,0	6,4	5,5	5,8	6,2	6,9	7,0	7,0	6,5
Воткинск	6,1	6,2	5,9	6,0	6,4	5,8	5,0	5,4	5,7	6,5	6,4	6,2	6,0
Ижевск	6,8	6,7	6,5	6,7	7,2	6,4	5,6	5,8	6,2	7,1	7,0	6,9	6,6
Сарапул	6,3	6,2	5,9	6,2	7,0	6,3	5,5	5,7	6,0	6,7	6,4	6,3	6,2
Можга	6,7	6,7	6,6	6,9	7,3	6,5	5,7	6,0	6,4	7,2	7,1	6,9	6,7
Среднее	6,4	6,4	6,2	6,4	6,9	6,2	5,3	5,7	6,0	6,8	6,7	6,6	6,3
Максимум	6,8	6,7	6,6	6,9	7,3	6,6	5,7	6	6,4	7,2	7,1	7	6,7
Минимум	5,7	5,6	5,3	5,6	6,4	5,8	4,9	5,3	5,6	6,2	6,1	5,9	5,7

Среднее квадратическое отклонение (σ) средних месячных скоростей ветра меняется в годовом ходе незначительно от минимальных значений летом (0,4-0,6 м/с) до максимальных чаще зимой (0,7-1,0 м/с). Средние квадратические отклонения максимальных скоростей составляют летом 0,6-1,5, зимой 0,9-1,7 м/с.

Изучая межгодовую изменчивость средних скоростей ветра в центральные месяцы сезонов с 1966 до 2004 г. и за год на метеостанции Ижевск, можно заметить общую тенденцию убывания их значений лишь в июле (рис. 3.2) на фоне роста атмосферного давления (рис. 3.1). Подобная особенность обнаруживается и на других метеорологических станциях.

В суточном ходе скорости ветра максимум наблюдается после полудня, минимум ночью. Амплитуда его примерно соответствует половине (иногда больше) среднего суточного значения скорости. Особенно она велика летом в ясную погоду, когда в дневное время происходит усиление турбулентного перемешивания и скорость ветра у земной поверхности становится максимальной. Ночью, при ослабленном турбулентном обмене, скорость ветра может уменьшиться до штиля. Дневные средние месячные скорости ветра больше ночных летом на 2-4,5 м/с, зимой на 0,2-1,3 м/с. При этом среднее квадратическое отклонение дневных скоростей ветра также больше ночных: летом на 0,2-0,7 м/с, зимой на 0,1-0,3 м/с.

Максимумы повторяемости штилей и слабых ветров со скоростями менее 3 м/сек наблюдаются в летние месяцы в ночное время.

В течение года преобладают ветры со скоростями 2-5 м/сек (55-65%) при максимуме повторяемости летом. Очень слабые ветры (0-1 м/с) отмечаются в 15-30 % случаев. Сильные ветры по мере возрастания их скорости наблюдаются реже. Так, повторяемость ветров со скоростью более 7 м/с увеличивается от 2-7% летом до 5-20% зимой (Справочник..., 1966).

Среднее число дней за месяц с сильным ветром (со скоростью не менее 15 м/с) меняется по территории в пределах 0-2 дней, а наибольшее – соответственно 0-8 дней. В среднем за год с сильным ветром отмечается 4-17 дней, а в отдельные годы бывает до 15-28 дней.

Как показали расчеты, проведенные по данным для станций Селты и Воткинск, наибольшие скорости ветра, возможные 1 раз в год, 5, 10 и 20 лет, составляют соответственно 21, 24, 26, 27 м/с и 16, 19, 20, 21 м/с с усилением при порывах примерно 5 м/с (Справочник..., 1966).

Максимальные скорости ветра достигают в ряде случаев 18-20 м/с и более с порывами до 23-25 м/с и более. Однако ветры такой силы возникают очень редко. Сильные ветры могут наносить значительный ущерб народному хозяйству и затруднять проведение различных работ.

3.2. Температурный режим атмосферы

Как известно, тепловая энергия лежит в основе всех атмосферных процессов и поэтому температура воздуха является одним из важнейших элементов погоды и климата. Термический режим воздуха формируется под влиянием как макромасштабных, так и местных факторов. К макромасштабным факторам относят атмосферную циркуляцию, радиационный режим и характер подстилающей поверхности, определяемые широтой местности, степенью континентальности и макрорельефом. Кроме них на термический режим оказывают влияние и местные условия: мезо- и микрорельеф, характер растительности и почв, близость водоемов и т.д., что приводит к сложной картине пространственно-временного распределения температуры (Климат России, 2001).

Температурный режим характеризуется рядом показателей, среди которых средние и экстремальные значения температуры воздуха, характеристики ее пространственной и временной изменчивости, даты перехода средней суточной температуры через определенные уровни (например, через 0, 5, 10 и 15 °С), продолжительность периодов с температурой воздуха выше или ниже заданного уровня и т.д.

Температура воздуха является одной из важнейших метеорологических величин, наиболее полно характеризующих физическое состояние атмосферы, погоду и климат данной местности, поэтому с момента изобретения Галилеем первого и далеко не совершенного термометра (1603 г.) методы ее измерения постоянно совершенствовались. В настоящее время температура воздуха на сети измеряется в метеорологической будке, сделанной из дерева и окрашенной в белый цвет, чтобы она максимально отражала солнечные лучи и как можно меньше нагревалась (Хромов, Петросянец, 2004). В будке обеспечивается вентиляция благодаря ее стенкам, сделанным в виде жалюзи, состоящим из отдельных планок. Резервуары термометров помещаются на высоте 2 м над поверхностью почвы, мимо них проходит воздух, который не застаивается в будке. Все это обеспечивает однородный характер температурных наблюдений и их сопоставимость.

Температура воздуха измеряется психрометрическим термометром через каждые 3 часа – 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 гринвичского времени, суточная максимальная и минимальная температура соответственно по максимальному и минимальному термометрам. Максимальная температура характеризует дневную, наиболее теплую часть суток, минимальная – холодную часть суток – несколько часов в конце ночи летом и в предутренние часы зимой (Справочник ..., 2003).

В России регулярные наблюдения над температурой воздуха ведутся в Санкт-Петербурге с 1743 г. (Покровская, Бычкова, 1967), в Москве – с 1779 г., а в Казани – с 1812 г. (Переведенцев, 2001). Наиболее же длинные ряды наблюдений восстановлены для центральной Англии – порядка 350 лет, что позволило проследить за колебаниями климата начиная с малого ледникового периода и до настоящего времени.

Температура воздуха постоянно меняется в пространстве и во времени. В первую очередь следует отметить ее суточный ход, который обусловлен радиационным балансом местности, зависящим от высоты солнца, продолжительности дня, режима облачности и др. Радиационный фактор хорошо проявляется в тихую, ясную погоду (Климат Москвы, 1969). К регулярным изменениям относится и годовой ход температуры, при котором средние месячные температуры в зимние месяцы ниже, а в летние – выше. Характеристикой годового хода температуры воздуха является ее годовая амплитуда, то есть разность средних месячных температур самого теплого и самого холодного месяцев. Величина амплитуды годового хода зависит от степени континентальности климата. Благодаря же циркуляционному фактору, приводящему к адвекции тепла или холода, возникают нерегулярные (апериодические) изменения температуры. К их числу относятся в первую очередь межсуточные изменения температуры.

В последние годы в связи с угрозой глобального потепления климата значительно повысился интерес к межгодовым и более длительным колебаниям климата.

3.2.1. Средние температуры воздуха

Основной характеристикой термического режима местности служат средние месячные и годовые температуры воздуха (Матвеев, 2000). Рассмотрим распределение многолетней средней годовой температуры воздуха по территории Удмуртии, осредненной по 8 станциям за период 1966-2004 гг. Эта величина по территории республики меняется не столь значительно – от 1,9°C (Глазов) до 3,1°C (Сарапул). Как видно из последнего столбца табл. 3.7, многолетняя средняя годовая температура воздуха (СГТВ) повсеместно положительная и имеет более низкие значения на севере и северо-востоке (Глазов, Дебесы), чем на юге республики (Можга, Сарапул). Эти изменения обусловлены особенностями рельефа и высотой места, режимом облачности и радиации. Как известно, наряду с радиационными и циркуляционными факторами, необходимо учитывать характер подстилающей поверхности. Правда, на территории республики ввиду небольших разностей высот и преобладания равнинных форм влияние рельефа сказывается главным образом на микроклиматическом режиме. Диапазон колебаний СГТВ в период 1966-2004 гг. по территории республики – от 1,3 °C (Глазов, 1969 г.) до 5,2°C (Сарапул, 1995 г.). Причем колебания более высоких среднегодовых температур происходят в более узком диапазоне, чем колебания низких. Это происходит из-за того, что минимальные температуры воздуха в большей степени зависят от местных, локальных особенностей.

В более ранних исследованиях отмечено, что территория Удмуртской Республики характеризуется умеренно континентальным климатом с теплым летом и умеренно холодной зимой, где проявляется еще значительное влияние Атлантического океана, обеспечивающего область теплом и осадками.

В январе – самом холодном месяце года – средняя многолетняя температура воздуха колеблется по территории области в пределах от -14,6°C (Глазов) до -13,1 °C (Можга), то есть не столь значительно. Как видно из табл.3.7, четко прослеживается годовой ход температуры воздуха. Она быстро начинает возрастать с марта до июня в связи с увеличением продолжительности дня и приходящей солнечной радиацией. Так, с марта по апрель многолетние средние месячные температуры возрастают на 8,5-9°C и более и становятся положительными из-за резкого повышения приходящей солнечной радиации. В летние месяцы междумесячные изменения не столь значительны.

Самым теплым месяцем года является июль. Распределение многолетней среднеиюльской температуры по территории области достаточно однородное и колеблется от 18,1 °С (Глазов) до 19,4 °С (Сарапул). Метеостанция Глазов расположена на севере республики, и поэтому ее температуры заметно ниже температур более южных станций. Далее в годовом ходе температура воздуха вначале постепенно, а затем достаточно быстро понижается. В ноябре ее многолетние среднемесячные значения уже отрицательны. Причем изменение температуры наиболее выражено в переходные периоды, при этом весеннее нарастание температуры более интенсивное, чем ее осеннее понижение.

Данные табл. 3.7 и рис. 3.3-3.5 наглядно иллюстрируют отмеченную особенность годового хода температуры воздуха.

Температурный контраст между самым холодным и самым теплым месяцем года характеризуется амплитудой годового хода температуры воздуха, которая в большей степени зависит от континентальности климата и от характера рельефа и в меньшей степени от широты места. Величина амплитуды годового хода на территории Удмуртии меняется от 31,8° (Можга) до 33,1 °С (Воткинск), то есть возрастает в восточной части республики, что свидетельствует об усилении ее континентальности.

Если многолетняя картина достаточно сглаженная, то изменения среднемесячных значений температуры в отдельных пунктах по годам весьма значительны. Так как Удмуртская Республика находится в умеренном поясе, отличающемся активной циркуляцией атмосферы, температурные условия характеризуются большой изменчивостью от года к году, что проявляется не только в средних суточных значениях температуры, но и в средних месячных величинах, что видно из табл. 3.7, приводимой в качестве примера.

Анализ данных табл. 3.8 свидетельствует, что между многолетними средними месячными значениями температуры воздуха и ее экстремальными значениями в отдельные годы существует большая разница, достигающая максимума в холодный период года (например, в январе 2001 г. в Ижевске -7,6 °С). Примечательно, что максимум среднеянварской температуры зафиксирован на этапе потепления климата (с 2001 г.), а минимум, естественно, в период относительного похолодания климата. Так, в 1969 г. в Ижевске среднеянварская температура опустилась до -24,8 °С.

Для оценки межгодовой изменчивости температуры, обусловленной действием циркуляции атмосферы, облачности и др., по среднемесячным температурам рассчитывались значения ее средних квадратических отклонений (σ). Величина σ имеет хорошо выраженный годовой ход и достаточно равномерно распределена по территории республики (табл. 3.9). В январе σ изменяется от 4,1 °С (Ижевск) до 4,5 °С (Глазов), а в августе от 1,7 °С (Дебесы) до 1,8 °С (Селты). В холодный период величина σ максимальна, а в теплый – минимальна. Значение σ , рассчитанное по среднегодовым значениям температуры, наиболее однородно по территории и мало меняется (~ 1°С).

Так как распределение средних месячных температур близко к нормальному, то можно считать, что в пределах $\bar{t} \pm 2\sigma$ укладывается около 95% всех ее значений. Приведем значения σ температуры воздуха для станций Удмуртии (табл.3.9).

Таблица 3.7

Средняя месячная и годовая температура воздуха за 1966-2004 годы, °С

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	-14,6	-12,9	-5,6	2,9	10,5	15,7	18,1	14,9	9,0	1,9	-5,9	-11,8	1,9
Дебесы	-14,6	-13,0	-5,6	2,9	10,6	15,9	18,2	14,9	9,0	1,9	-6,0	-12,0	1,9
Игра	-14,1	-12,1	-4,8	3,5	10,8	16,0	18,3	15,0	9,1	1,8	-5,8	-11,6	2,2
Селты	-13,6	-11,8	-4,7	3,8	11,4	16,4	18,7	15,6	9,6	2,4	-5,3	-11,0	2,6
Воткинск	-14,0	-12,0	-4,8	3,9	11,7	16,9	19,1	15,9	10,0	2,6	-5,3	-11,4	2,8
Ижевск	-13,7	-12,2	-5,2	3,9	11,8	16,7	18,9	15,9	9,9	2,4	-5,2	-11,1	2,7
Сарапул	-13,5	-11,9	-4,9	4,2	12,3	17,3	19,4	16,3	10,4	3,0	-4,9	-10,8	3,1
Можга	-13,1	-11,6	-4,6	4,3	11,7	16,5	18,7	15,7	10,0	2,8	-4,8	-10,5	2,9

Таблица 3.8

Средняя месячная и годовая температура воздуха на станции Ижевск за 1966-2004 годы, °С

Характеристика	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Средняя	-13,7	-12,2	-5,2	3,9	11,8	16,7	18,9	15,9	9,9	2,4	-5,2	-11,1	2,7
Минимум	-24,8	-18,5	-10,0	-2,8	7,0	11,7	15,3	12,5	5,1	-3,9	-12,1	-19,9	-0,1
Год	1969	1976	1969	1979	1969	1979	1986	2002	1973	1976	1993	2002	1969
Максимум	-7,6	-4,5	-1,6	9,9	15,4	21,5	22,9	20,5	13,4	6,8	-0,6	-4,6	4,7
Год	2001	2002	1975	1995	1991	1989	1988	1981	1975	1974	1971	2003	1995
СКО	8,1	7,1	5,1	5,4	5,4	4,7	3,8	4,3	4,5	4,8	5,8	7,4	1,0

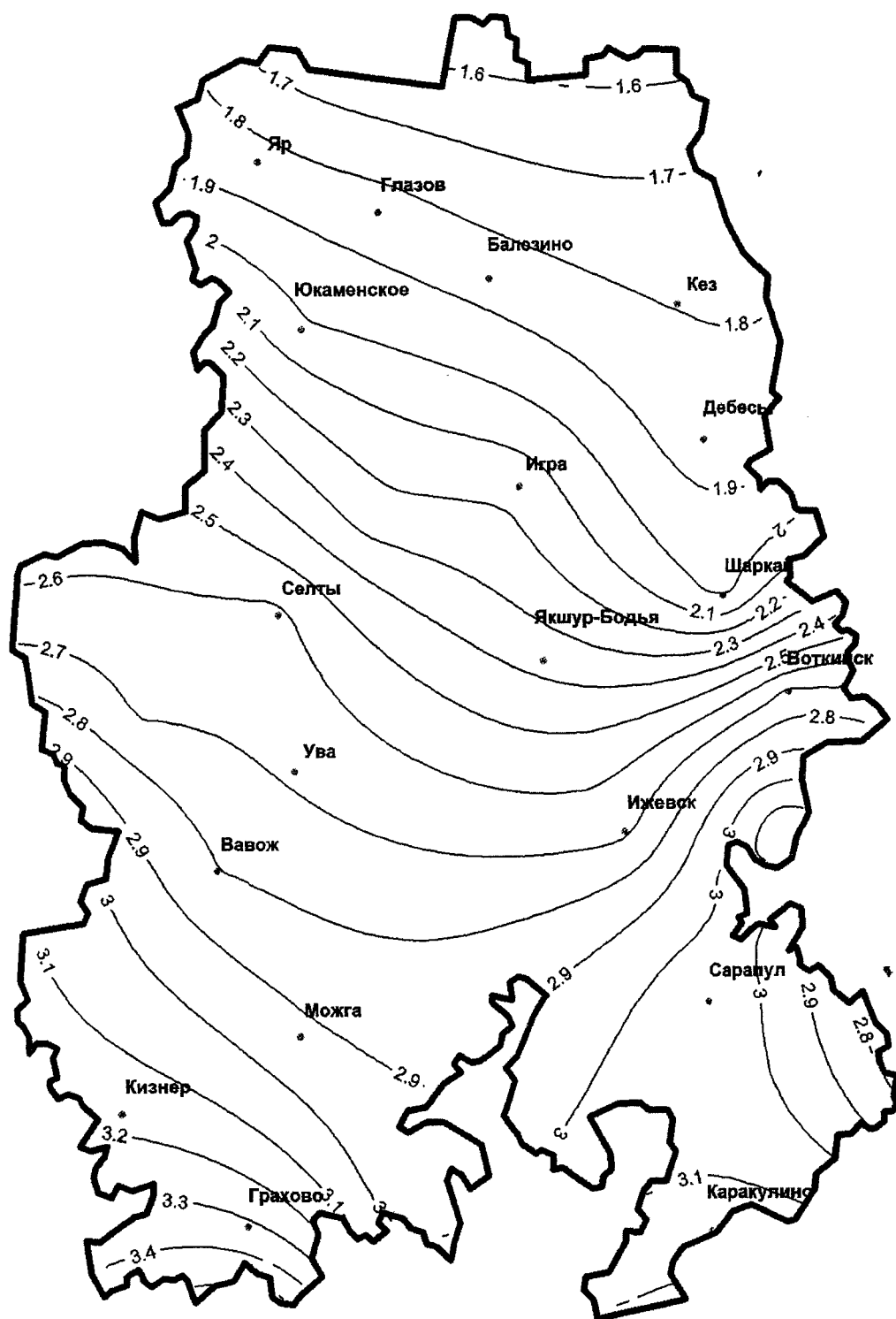


Рис.3.3. Средняя годовая температура воздуха

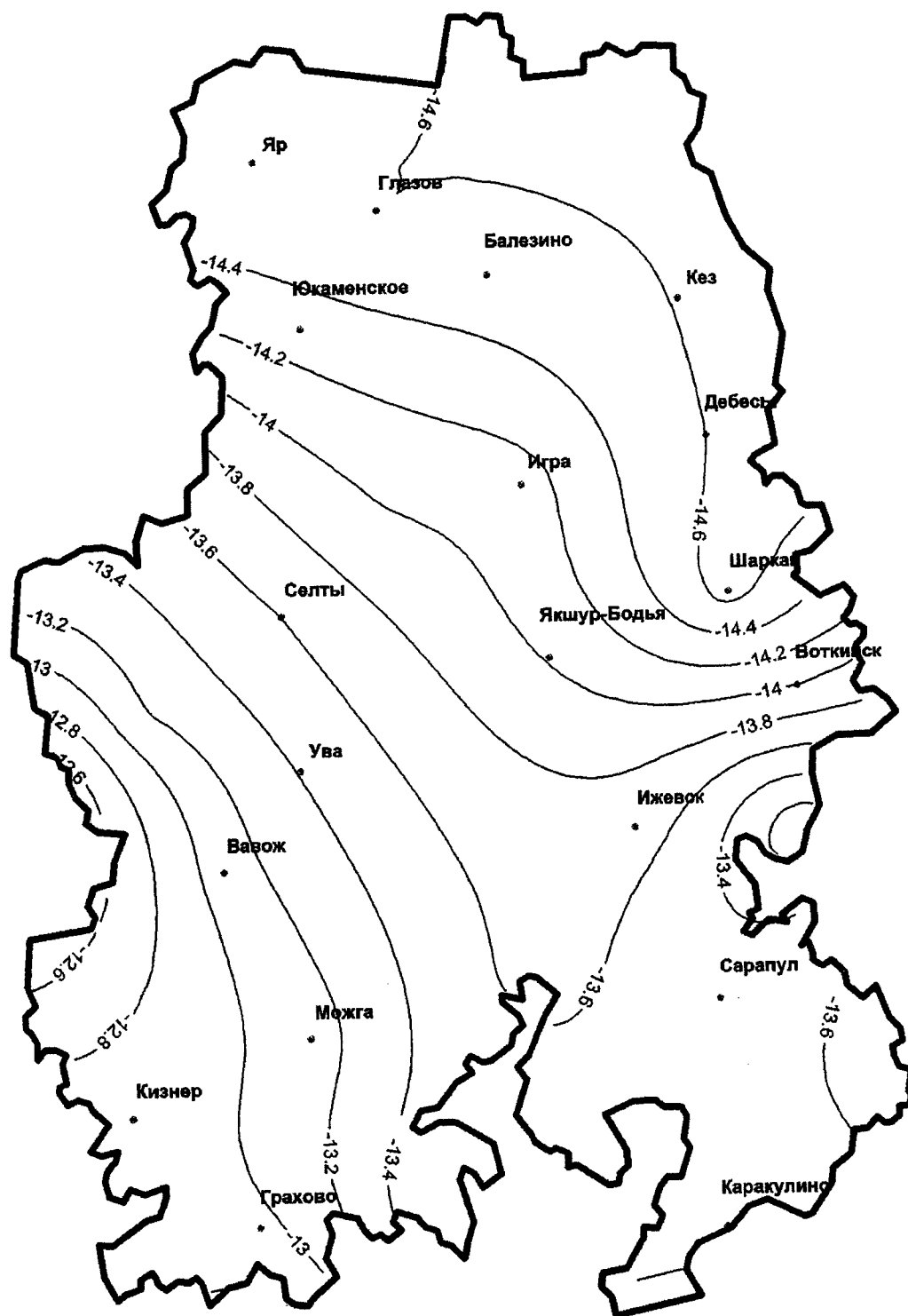


Рис.3.4. Средняя январская температура воздуха

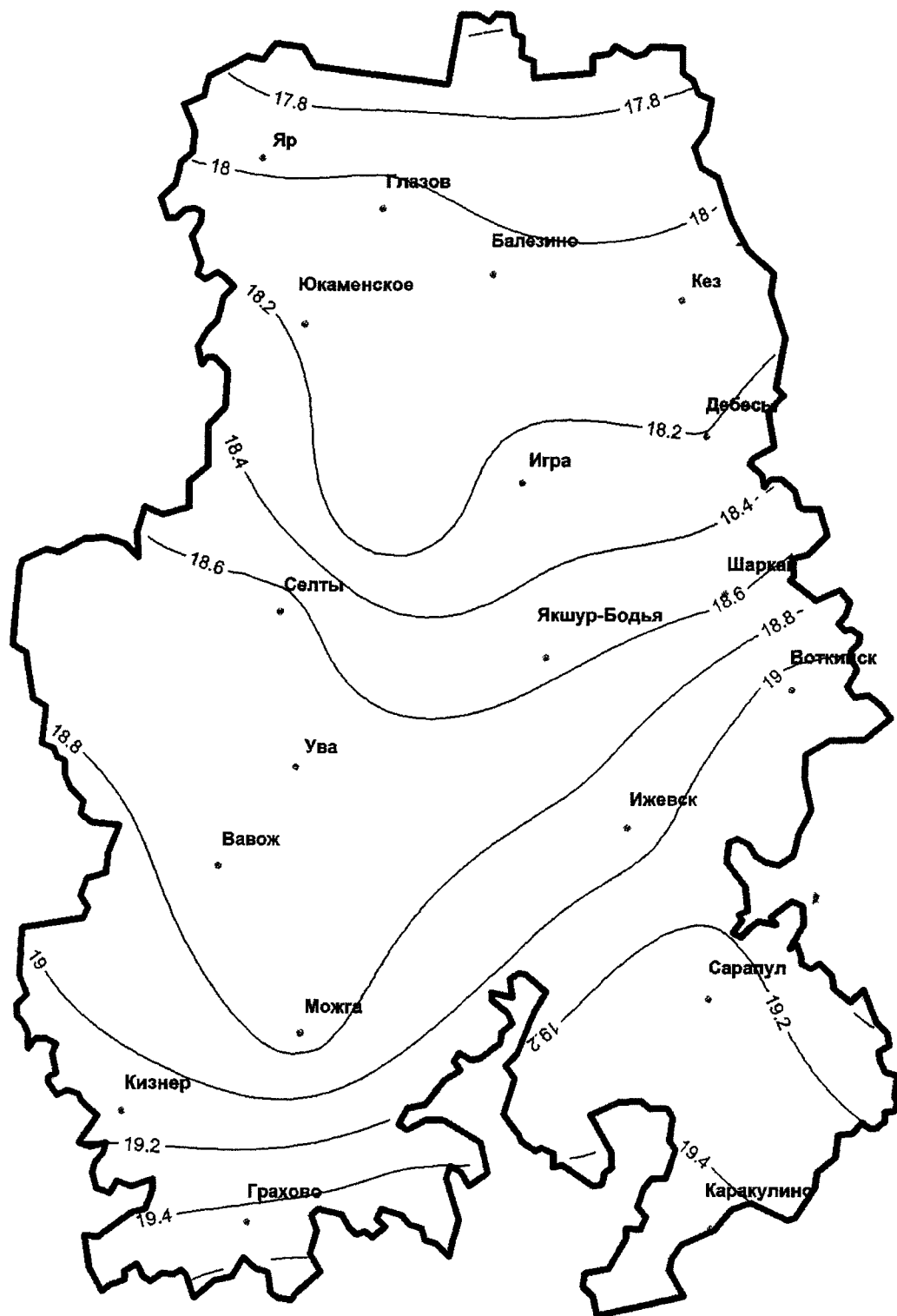


Рис.3.5. Средняя июльская температура воздуха

Таблица 3.9

Среднее квадратическое отклонение температуры воздуха за 1966-2004 годы

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	4,4	3,9	2,4	2,7	2,1	2,1	1,8	1,7	1,6	2,1	2,9	4,2	1,1
Селты	4,1	3,5	2,2	2,8	2,1	2,2	1,9	1,8	1,7	2,0	2,7	3,9	1,0
Дебесы	4,2	3,7	2,4	2,7	2,0	2,1	1,8	1,7	1,6	2,0	2,8	4,1	1,0
Игра	4,1	3,4	2,1	2,8	2,2	2,2	2,0	1,8	1,8	2,0	2,7	3,9	1,0
Воткинск	4,2	3,4	2,2	2,9	2,1	2,1	2,0	1,8	1,7	2,0	2,8	4,0	1,0
Можга	4,2	3,5	2,3	2,7	2,1	2,1	1,8	1,7	1,6	2,0	2,7	3,9	1,0
Ижевск	4,1	3,4	2,2	2,8	2,1	2,2	1,9	1,8	1,7	2,1	2,7	3,9	1,0
Сарапул	4,1	3,4	2,3	2,9	2,1	2,2	1,9	1,7	1,7	2,1	2,7	3,8	1,0

Таким образом, согласно данным табл. 3.7 и 3.9 и «правилу 2σ », например, в январе в Ижевске в 95% случаев средняя месячная температура воздуха будет находиться в интервале $-5,4^{\circ} \div 22,0^{\circ}\text{C}$; а в июле соответственно $-14,9^{\circ} \div 22,9^{\circ}\text{C}$. Как видим, летний период оказывается несколько более устойчивым, чем зимний.

В климатологии большое внимание уделяется изучению суточного хода температуры воздуха в приземном слое атмосферы, обусловленного ходом радиационного баланса, который, в свою очередь, зависит от высоты солнца, продолжительности дня, режима облачности и др. (Климат России, 2001). В многолетнем суточном ходе минимальные средние часовые температуры отмечаются после восхода солнца, а максимальные – в послеполуденные часы, что является следствием турбулентного теплообмена между земной поверхностью и атмосферой. Согласно теоретическим и экспериментальным данным в дневные часы земная поверхность вследствие притока солнечной радиации нагревается, а ночью под влиянием излучения охлаждается. Непосредственно радиационный фактор мало влияет на температуру воздуха ввиду прозрачности атмосферы относительно солнечных лучей (Матвеев, 2000). Знание суточного хода температуры воздуха необходимо для решения многих практических задач, включая прогноз погоды.

Основной характеристикой суточного хода является его амплитуда. В климатологии принято различать амплитуды, вычисленные как разность между средними значениями температуры наиболее теплого и холодного часа и между максимальными и минимальными значениями температуры за сутки. Первая амплитуда называется периодической и определяется суточным ходом радиации, сменой дня и ночи. Кроме правильного суточного хода температуры имеют место непериодические изменения, вызываемые сменой воздушных масс при прохождении фронтов. Эти изменения происходят в любое время суток, нарушая суточный ход температур, и определяют непериодическую амплитуду. Разности между периодической и непериодической амплитудой характеризуют внутрисуточную изменчивость, связанную с адвективными процессами. Наибольшие разности отмечаются зимой, когда суточный ход температуры выражен слабо и периодическая амплитуда невелика, а изменения температуры, связанные с усиленной циклонической деятельностью, могут быть значительны (Климат России, 2001).

Рассмотрим суточный ход температуры воздуха по восьми срокам наблюдений (суточный ход). Выявляется четкая зависимость суточного хода (т.е. разности между самым теплым и самым холодным сроком) от времени года. Так, в январе по территории республики он невелик и составляет около 2°C , а в июле достигает 9°C (табл. 3.10 и 3.11).

Как видно из табл. 3.10 и 3.11, разница по данному показателю изменчивости температуры воздуха между станциями для конкретных месяцев невелика. В качестве примера рассмотрим распределение температуры по срокам наблюдений для всех месяцев года для ст. Ижевск (табл. 3.12). Из таблиц видно, что амплитуда (А) суточного хода температуры воздуха постепенно возрастает от января к февралю, а затем заметно увеличивается с наступлением весны и достигает своего максимума в период май-август (9°C), а затем медленно убывает до своего минимума в декабре ($1,0^{\circ}\text{C}$).

Таблица 3.10

Температура по срокам наблюдений (суточный ход) за 1977-2004 годы. Январь

Станция	Температура	0	3	6	9	12	15	18	21
Глазов	средняя	-13,1	-13,2	-13,2	-12,2	-11,9	-12,5	-12,8	-13,1
	максимум	-12,3	-12,4	-12,5	-11,8	-11,2	-11,4	-11,9	-12,3
	минимум	-13,8	-13,9	-14,1	-13,7	-12,8	-13,1	-13,5	-13,7
Игра	средняя	-13,2	-13,2	-13,3	-12,0	-11,6	-12,3	-12,8	-13,1
	максимум	-12,5	-12,6	-12,6	-11,6	-10,9	-11,3	-11,9	-12,3
	минимум	-13,8	-13,8	-13,9	-13,5	-12,3	-12,6	-13,2	-13,5
Ижевск	средняя	-13,1	-13,2	-13,2	-12,0	-11,7	-12,4	-12,7	-13,0
	максимум	-12,3	-12,4	-12,4	-11,5	-11,0	-11,3	-11,8	-12,2
	минимум	-13,9	-14,0	-14,1	-13,6	-12,6	-13,1	-13,4	-13,7
Можга	средняя	-12,6	-12,7	-12,7	-11,0	-10,4	-11,7	-12,2	-12,5
	максимум	-11,9	-12,0	-12,0	-10,6	-9,7	-10,3	-11,3	-11,7
	минимум	-13,2	-13,3	-13,4	-12,9	-10,9	-12,1	-12,7	-13,0

Таблица 3.11

Температура по срокам наблюдений (суточный ход) за 1977-2004 годы. Июль

Станция	Температура	0	3	6	9	12	15	18	21
Глазов	средняя	13,2	14,9	19,3	21,4	22,1	21,2	16,3	14,2
	максимум	14,8	15,2	19,7	22,1	23,3	22,8	19,1	15,9
	минимум	12,9	12,7	14,8	18,9	20,8	20,7	16,2	14,0
Игра	средняя	14,0	15,2	19,5	21,4	22,0	21,1	15,8	14,4
	максимум	15,5	15,6	19,9	22,1	23,1	22,6	17,8	15,8
	минимум	13,9	13,5	15,2	19,2	20,8	20,7	15,7	14,3
Ижевск	средняя	14,2	15,9	20,2	22,3	22,9	21,9	16,8	14,7
	максимум	15,7	16,2	20,6	23,0	24,0	23,6	19,6	16,1
	минимум	13,8	13,6	15,7	19,8	21,4	21,3	16,5	14,3
Можга	средняя	13,8	15,5	20,1	21,8	22,8	22,0	16,5	14,9
	максимум	15,3	15,8	20,5	22,6	23,9	23,6	19,0	16,3
	минимум	13,6	13,3	15,4	19,5	21,4	21,5	16,4	14,7

Амплитуда суточного хода, определяемая как разность между максимальными и минимальными значениями температуры воздуха за сутки, распределяется по территории республики достаточно равномерно и имеет определенный годовой ход (табл. 3.13). Так, в январе она изменяется от 6,4 °С (Игра) до 7,8 °С (Дебесы), а в мае амплитуда достигает своего максимума и меняется от 10,4 °С (Селты) до 11,8 °С (Можга). Наибольшие значения амплитуды суточного хода отмечаются с апреля по сентябрь, причем в весенние месяцы эти значения выше, чем в осенние. В ноябре амплитуда суточного хода достигает в годовом ходе своего минимума и варьирует в пределах (4,6-5,5 °С).

Таблица 3.12

Температура по срокам наблюдений (суточный ход) на ст. Ижевск за 1977-2004 годы

Месяцы	Срок наблюдений								
	0	3	6	9	12	15	18	21	А
Январь	-13,1	-13,2	-13,2	-12,0	-11,7	-12,4	-12,7	-13,0	1,5
Февраль	-12,8	-13,1	-12,6	-10,1	-9,1	-10,6	-11,4	-12,1	4,0
Март	-7,2	-7,8	-6,0	-2,8	-1,6	-3,3	-4,7	-6,0	6,2
Апрель	0,3	0,3	3,6	6,0	6,8	5,6	2,5	0,7	6,5
Май	6,9	8,4	12,5	15,1	15,9	14,8	9,5	7,3	9,0
Июнь	12,1	14,1	18,1	20,2	20,8	19,9	15,0	13,0	8,7
Июль	14,2	15,9	20,2	22,3	22,9	21,9	16,8	14,7	8,7
Август	11,7	12,2	16,4	18,7	19,4	18,0	13,6	12,1	7,7
Сентябрь	7,5	7,1	10,1	12,6	13,2	11,0	8,8	7,9	6,1
Октябрь	1,7	1,4	2,7	4,3	4,0	3,0	2,3	2,0	2,6
Ноябрь	-6,1	-6,2	-5,9	-4,7	-4,6	-5,3	-5,7	-5,9	1,6
Декабрь	-11,2	-11,3	-11,2	-10,3	-10,5	-10,8	-11,0	-11,1	1,0

Периодичность суточного хода температуры воздуха нарушается адвекцией тепла или холода, наличием или отсутствием облачности, местными условиями, что приводит к существенной изменчивости во времени амплитуды колебаний.

Амплитуда суточного хода температуры воздуха за 1966-2004 гг. менялась в широких пределах. Это наглядно видно из данных табл. 3.14, приведенной в качестве примера. На остальных станциях ситуация примерно такая же.

Как видно из табл. 3.14, во все месяцы года могут происходить резкие изменения погоды и максимальная амплитуда может достигать 20 °С и больше, в то же время в отдельные годы суточный ход температуры практически не проявлялся.

Показателем временной изменчивости средней суточной температуры воздуха служит $\sigma_{\text{сут}}$ (табл. 3.15). Эта величина имеет хорошо выраженный годовой ход и изменяется по территории Удмуртии в январе в пределах от 8,1 (Можга) до 9,0 °С (Глазов), а в июле от 3,7 °С (Можга) до 4,1 °С (Игра). Летом территориальные различия величины $\sigma_{\text{сут}}$ менее заметны. Величина $\sigma_{\text{сут}}$ изменяется под влиянием циркуляционных процессов и почти в 2 раза больше более сглаженной характеристики $\sigma_{\text{мес}}$.

Таблица 3.13

Амплитуда суточного хода температуры воздуха за 1966-2004 годы

Станции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Глазов	7,4	8,2	9,2	9,1	11,4	11,3	11,0	10,2	8,3	5,4	5,1	6,1
Дебесы	7,8	9,1	9,9	9,8	11,8	11,5	11,2	10,5	8,8	5,8	5,5	6,6
Игра	6,4	7,4	8,1	8,8	10,4	10,3	9,7	9,2	7,7	5,2	4,6	5,5
Селты	6,6	7,5	8,0	8,6	10,4	10,3	9,9	9,3	7,8	5,3	4,7	5,7
Воткинск	6,7	7,4	8,0	8,9	10,7	10,4	9,9	9,5	8,2	5,5	4,8	5,8
Ижевск	6,8	7,6	8,3	8,8	11,3	11,0	10,7	10,1	8,7	5,9	5,0	5,9
Сарапул	6,7	7,2	7,7	8,8	11,0	10,4	10,1	9,7	8,3	5,7	4,8	5,9
Можга	6,7	8,0	8,5	9,5	11,8	11,4	11,0	10,5	8,8	5,6	4,8	5,8

Таблица 3.14

Амплитуда суточного хода температуры воздуха на ст. Ижевск (1966-2004 гг.)

Амплитуда	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Средняя	6,8	7,6	8,3	8,8	11,3	11,0	10,7	10,1	8,7	5,9	5,0	5,9
Максимальная	18,6	16,9	18,4	17,9	21,4	19,8	18,8	17,9	18,7	14,1	14,1	15,9
Год	1987	1996	1987	1995	1993	1982	2002	1996	1995	2003	1994	1995
Минимальная	0,7	0,0	0,5	1,4	1,3	0,4	0,0	1,0	1,2	0,0	0,3	0,5
Год	1971	1976	1968	1976	1969	1967	1971	1966	1980	1976	1971	1974

Среднее квадратическое отклонение температуры воздуха $\sigma_{\text{сут}}$ за 1966-2004 годы

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	9,0	7,5	5,5	5,1	5,2	4,6	3,8	4,2	4,3	4,7	6,3	8,0	1,1
Селты	8,2	6,8	5,0	5,4	5,5	4,8	3,9	4,4	4,5	4,7	5,9	7,4	1,0
Дебесы	8,8	7,5	5,5	5,2	5,2	4,7	3,8	4,2	4,3	4,7	6,2	7,9	1,1
Игра	8,1	6,7	5,0	5,4	5,5	4,9	4,1	4,4	4,5	4,8	5,9	7,4	1,0
Воткинск	8,3	6,8	5,0	5,5	5,4	4,8	3,9	4,3	4,5	4,7	5,9	7,6	1,0
Можга	8,1	6,9	5,1	5,3	5,4	4,7	3,7	4,2	4,5	4,7	5,8	7,3	1,0
Ижевск	8,1	7,1	5,1	5,4	5,4	4,7	3,8	4,3	4,5	4,8	5,8	7,4	1,0
Сарапул	8,1	6,9	5,1	5,6	5,5	4,8	3,8	4,3	4,5	4,7	5,8	7,4	1,0

3.2.2. Экстремальные температуры воздуха

Для решения многих практических задач в области сельского и городского хозяйства, строительства и т.п. большое значение имеют максимальные и минимальные температуры воздуха.

Максимальные и минимальные температуры воздуха определяют исходя из данных рядов наблюдений по минимальному и максимальному термометрам, позволяющим проводить непрерывное слежение за температурой воздуха. К числу показателей, характеризующих ряд экстремальных значений, относятся средние максимальные и минимальные, а также абсолютные максимальные и минимальные температуры воздуха и средние из абсолютных максимумов и минимумов (Климатология, 1989).

Средние минимальные (максимальные) температуры вычисляются для каждого месяца на основании данных из ежедневных отсчетов по минимальному (максимальному) термометру, что дает представление о средней температуре воздуха в наиболее холодную (теплую) часть суток месяца.

Абсолютные минимальные и максимальные температуры воздуха характеризуют наинизшие и наивысшие пределы, которых достигала температура на данной станции за многолетний период наблюдений по отдельным месяцам и за год в целом.

Средние из абсолютных минимумов (максимумов) вычисляются осреднением самых низких (высоких) ежегодных минимумов (максимумов) температуры. Эти характеристики дают представление о той наинизшей (наивысшей) температуре, которую можно ожидать один раз в два года по отдельным месяцам и за год.

На режим минимальной температуры в большей степени, чем на среднюю месячную температуру воздуха, оказывают влияние особенности местоположения станции (характер рельефа, близость больших водоемов, микроклиматические особенности подстилающей поверхности и т.д.). Влияние форм рельефа на максимальную температуру более сглажено, особенно в теплый период, когда развито турбулентное перемешивание.

Как видно из табл. 3.16, 3.17, годовой ход средних максимумов и минимумов аналогичен годовому ходу средней месячной температуры, так как определяется теми же циркуляционными процессами и особенностями подстилающей поверхности. Между значениями средней месячной и средней экстремальной температуры существует тесная связь, коэффициенты корреляции для Европейской части России в течение года составляют 0,87-0,94 (Климат России, 2001).

На территории республики в течение года среднемесячные максимальные температуры изменяются в январе от -9,8° (Можга) до 24,0°С (Воткинск) в июле, то есть разница составляет 33,8°С. Средние минимальные температуры в годовом ходе варьируют от -19° (Дебесы, январь) до 14,2°С (Сарапул, июль), при разности 33,2°С. Ярко выраженный годовой ход на территории Удмуртии имеют абсолютный максимум и абсолютный минимум температуры воздуха, дающие представление о самой высокой или низкой температуре воздуха, зафиксированной в отдельные дни (табл. 3.18, 3.19). До самой нижней отметки температура опускается в декабре – январе. Так, в январе значения абсолютного минимума температуры варьируют в пределах: -43,6° (Игра), -48,1°С (Воткинск). При этом повсеместно, за исключением июля, абсолютные минимумы температуры отрицательны.

Таблица 3.16

Средние месячные максимальные температуры воздуха за 1966-2004 годы, °С

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	-11,1	-9,1	-1,4	7,3	15,8	21,0	23,3	19,9	13,3	4,7	-3,5	-8,8	6,0
Дебесы	-10,9	-8,7	-1,1	7,5	16,0	21,1	23,3	20,0	13,5	4,8	-3,4	-8,9	6,1
Игра	-10,9	-8,5	-0,9	7,8	15,8	20,9	22,9	19,6	13,1	4,5	-3,6	-8,8	6,0
Селты	-10,4	-8,2	-0,8	8,1	16,3	21,3	23,4	20,2	13,7	5,1	-3,0	-8,2	6,5
Воткинск	-10,7	-8,4	-0,8	8,4	16,8	21,8	24,0	20,7	14,2	5,4	-3,0	-8,5	6,7
Ижевск	-10,4	-8,6	-1,3	8,2	17,1	21,9	24,0	20,9	14,4	5,4	-2,8	-8,3	6,7
Сарапул	-10,2	-8,3	-1,2	8,7	17,6	22,3	24,3	21,2	14,8	6,0	-2,5	-7,9	7,1
Можга	-9,8	-7,7	-0,5	8,9	17,3	21,8	23,9	20,9	14,5	5,7	-2,4	-7,7	7,1

Таблица 3.17

Средние месячные минимальные температуры воздуха за 1966-2004 годы, °С

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	-18,7	-17,4	-10,5	-1,8	4,5	9,7	12,3	9,7	4,9	-0,9	-8,8	-15,2	-2,6
Дебесы	-19,0	-17,9	-10,9	-2,3	4,2	9,6	12,1	9,5	4,6	-1,1	-9,1	-15,8	-2,9
Игра	-17,6	-16,0	-9,0	-1,0	5,3	10,5	13,3	10,4	5,4	-0,8	-8,3	-14,6	-1,8
Селты	-17,3	-15,8	-8,8	-0,5	5,9	11,0	13,5	10,9	5,8	-0,3	-7,9	-14,1	1,4
Воткинск	-17,6	-16,0	-9,0	-0,6	6,1	11,4	14,1	11,2	6,0	-0,3	-8,0	-14,5	-1,4
Ижевск	-17,5	-16,3	-9,6	-0,7	5,8	10,9	13,3	10,8	5,7	-0,6	-0,8	-14,4	-1,7
Сарапул	-17,2	-15,8	-8,9	-0,2	6,6	11,8	14,2	11,5	6,5	0,2	-7,5	-14,1	-1,0
Можга	-16,9	-15,8	-9,0	-0,6	5,5	10,4	12,9	10,4	5,7	-0,1	-7,4	-13,7	-1,6

Абсолютный максимум температуры формируется в летние месяцы. Так, в июле в Сарапуле он достигает 35,7 °С. Наиболее жаркие месяцы июнь-август. В январе (самом холодном месяце года) также возможно появление положительных температур: от 1,5° (Игра) до 2,8°С (Сарапул). Таким образом, на всей территории республики в течение всего года на всех станциях отмечаются лишь положительные значения абсолютного максимума температуры. В зимние месяцы это следствие адвекции тепла.

Первоисточником суточных колебаний температуры является солнечная радиация, поглощаемая земной поверхностью. Летом приток солнечной радиации к земной поверхности в околополуденные часы значительно больше, чем зимой. Вследствие этого амплитуда суточного хода температуры воздуха вблизи земной поверхности летом почти в 2 раза больше, чем зимой (Матвеев, 2000).

Однако зимой и в целом в холодный период синоптические процессы проявляют себя более активно: происходит быстрое перемещение воздушных масс и атмосферных фронтов, что приводит к значительным изменениям метеорологических величин (температуры и влажности воздуха, давления, скорости ветра и т.п.) в течение суток. Вследствие этого непериодические изменения значительно превосходят периодические.

Данные табл. 3.20 позволяют оценить степень неустойчивости температурного режима на территории Удмуртии за счет значительных изменений температуры (на 5°С и более за сутки). Наиболее неустойчивая погода формируется в холодный период, а наиболее стабильная, как и следовало ожидать, в теплый. Данные табл. 3.20 также свидетельствуют, что в декабре – феврале повторяемость резких изменений температуры в течение суток выше 20 %. Среди зимних месяцев выделяется январь. Так, повторяемость резких изменений температуры в январе в Дебесах достигает 34,8 %. На других станциях она колеблется от 28,8 до 34,7%. В теплый период подобные скачки температуры происходят не столь часто. Так, в июле их повторяемость колеблется от 3,3 до 5,1 %.

Межсуточная изменчивость температуры воздуха является одним из показателей изменчивости погоды и зависит главным образом от адвективного фактора (Климат России, 2001). Средняя межсуточная изменчивость колеблется от 2-5 ° зимой до 1-2 °С летом. Наибольшая ее повторяемость приходится на $\pm 2^{\circ}\text{C}$, однако отдельные перепады температуры между соседними сутками могут отклоняться от указанных значений и достигать $\pm 20^{\circ}\text{C}$ в холодный период и $\pm 10, \dots, 15^{\circ}\text{C}$ в теплый.

Одним из показателей суровости климата служат сильные зимние морозы. Понижение температуры воздуха ниже -40°C считается опасным явлением, так как оказывает отрицательное воздействие на человека, окружающую его природную среду и объекты сельского и городского хозяйства.

Знаковым событием считается и переход температуры через -30°C . Однако это событие происходит не так часто, а в последние годы отмечено снижение морозных дней с температурой -30°C и ниже в связи с тенденцией потепления климата. Согласно данным табл. 3.21 в январе повторяемость сильных морозов (-30°C и ниже) по минимальной температуре достигает 14,2% (Дебесы), а по среднесуточной температуре 6,5 %.

3.2.3. Межгодовые изменения температуры воздуха

Как известно, в середине 70-х гг. XX в. в глобальном масштабе произошел устойчивый переход к аномалии температуры воздуха выше 0°C относительно базового периода 1961-1990 гг. Аналогичная ситуация сложилась в России, и в частности, на территории Удмуртской Республики.

Для выделения систематической составляющей изменений температуры для всех месяцев года были построены линейные тренды для всех метеостанций:

$$y(\tau) = a\tau + b, \quad (3.2.1)$$

где $y(\tau)$ - сглаженное значение температуры воздуха на момент времени τ ($\tau = 1, 2, 3, \dots, n$), a - угловой коэффициент наклона линии тренда (КНЛТ), характеризует скорость изменения температуры, b - свободный член (начальное значение линии тренда). Положительное значение коэффициента a указывает на рост температуры (потепление климата), а отрицательное - на похолодание климата.

Статистическая значимость линейного тренда оценивалась с помощью критерия Стьюдента и по величине квадрата коэффициента корреляции R^2 (коэффициент детерминации). Величина R^2 показывает, каков вклад линейного тренда в общую изменчивость температуры. Тенденция изменения температуры считалась статистически значимой, если ее уровень достоверности был равен или превышал 95% ($p \geq 0,95$). При объеме выборки 50 лет и более это соответствует величине $R^2 > 0,08$ (Шиловцева, Романенко, 2005). Величину R^2 обычно выражают в %, и чем больше ее значение, тем больше статистическая значимость длительных однонаправленных изменений, описываемых данным трендом (Справочник..., 2005).

Таблица 3.18

Абсолютный максимум температуры воздуха, °С

Станции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Глазов	1,7	3,6	9,8	26,2	30,3	34,5	34,9	33,8	31,0	22,0	7,4	4,0
Дебесы	1,8	4,2	11,7	26,2	29,2	34,8	34,5	3,9	31,5	21,7	7,8	3,3
Игра	1,5	3,6	12,9	25,7	29,5	34,5	34,4	33,4	30,7	22,3	7,9	5,1
Селты	1,7	4,5	11,7	27,1	30,9	35,5	33,7	34,1	30,6	22,5	8,9	4,6
Воткинский	1,9	4,5	13,2	27,4	30,2	35,4	34,5	34,4	31,6	21,6	7,7	4,4
Ижевск	2,4	4,6	10,1	27,5	31,1	35,6	35,0	34,6	33,0	22,4	8,8	3,5
Сарапул	2,8	5,6	10,8	27,8	31,3	36,2	35,7	35,6	31,9	22,5	9,1	4,5
Можга	2,4	6,1	11,8	26,6	30,7	35,5	34,3	34,6	30,5	22,4	8,7	4,1

Таблица 3.19

Абсолютный минимум температуры воздуха, °С

Станции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Глазов	-45,3	-43,7	-36,0	-23,0	-8,9	-3,0	1,9	-2,3	-5,6	-21,5	-33,2	-49,7
Дебесы	-46,6	-43,8	-36,1	-24,8	-6,0	2,3	1,5	-3,4	-6,3	-20,3	-36,1	-48,6
Игра	-43,6	-37,2	-31,0	-19,0	-6,6	-1,7	3,4	-2,0	-5,1	-17,8	-33,3	-47,1
Селты	45,5	-38,7	-31,8	-20,3	-7,0	-1,8	3,8	-0,9	-4,8	-15,0	-31,5	-47,8
Воткинский	-48,1	-37,1	-30,5	-18,1	-5,0	-2,2	3,7	0,1	-4,5	-16,7	-33,6	-48,6
Ижевск	-46,8	-39,1	-31,9	-19,1	-6,0	-1,9	4,3	-1,7	-5,5	-17,2	-33,5	-47,5
Сарапул	-47,5	-37,6	-30,9	-19,1	-5,2	-2,1	4,9	-0,1	-4,6	-16,5	-32,3	-48,4
Можга	-46,8	-38,0	-31,9	-20,2	-5,2	-3,2	3,3	-2,2	-4,6	-17,1	-33,5	-47,1

Таблица 3.20

Повторяемость резких изменений температуры (на 5° и более за сутки) за 1966-2004 годы, %

Станции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Глазов	34,7	27,3	12,2	7,6	14,1	7,7	3,6	3,7	5,4	6,2	17,2	29,7
Дебесы	34,8	27,2	11,5	8,5	13,3	8,5	3,5	3,6	6,0	7,4	18,2	29,8
Игра	29,4	19,5	8,1	8,5	14,4	8,5	5,1	3,7	5,7	6,7	15,6	25,1
Селты	29,5	20,1	8,0	7,6	14,4	8,7	3,7	4,4	5,8	6,7	14,9	25,6
Воткинск	30,8	21,6	7,9	7,0	13,3	8,7	4,2	3,6	5,6	6,5	15,1	27,4
Ижевск	32,3	22,1	8,9	6,8	13,9	9,0	3,6	4,1	6,2	5,9	16,4	26,9
Сарапул	30,4	21,3	8,4	7,2	14,4	9,1	4,2	4,1	5,7	6,4	14,4	26,1
Можга	28,8	21,6	7,8	7,9	14,0	9,4	3,3	5,1	6,6	7,0	13,9	24,3

Таблица 3.21

Повторяемость сильных морозов (-30° и ниже) за 1966-2004 годы, %

Станции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Глазов	12,9	7,1	0,9									5,8
	6,5	1,5	0,0									1,9
Дебесы	14,2	9,6	1,9						0,9			6,5
	5,9	1,4	0,0						0,0			2,2
Игра	9,2	3,2	0,2						0,3			3,9
	3,8	1,0	0,0						0,0			1,4
Селты	9,1	3,3	0,0						0,2			3,1
	3,7	0,9	0,0						0,0			1,2
Воткинск	8,7	3,7	0,6						0,2			4,0
	4,0	1,0	0,0						0,0			1,3
Ижевск	8,5	4,6	0,3						0,2			3,5
	3,1	1,5	0,0						0,0			1,2
Сарапул	7,5	3,8	0,2						0,1			3,4
	2,7	0,8	0,0						0,0			1,2
Можга	8,7	4,3	0,5						0,1			3,3
	3,1	0,7	0,0						0,0			1,0

Примечание. В верхней строчке по минимальной температуре, в нижней – по среднесуточной.

Расчеты показали, что наиболее значительные положительные изменения температурного режима происходят в январе и феврале. Величина КНЛТ в январе меняется по территории республики незначительно (в пределах 0,16-0,18°C/год), соответственно величина R^2 принимает значения ~ 20%, что свидетельствует о статистической значимости повышения температуры. Интересно отметить, что в апреле значение A в большинстве случаев отрицательно, что указывает на понижение температуры воздуха, правда, сами значения КНЛТ и R^2 невелики. В целом за год наблюдается четко выраженный положительный тренд (рис. 3.6).

Таким образом, потепление в Удмуртской Республике формируется за счет зимних месяцев, летний же период отличается слабым ростом температуры воздуха.

Рассчитывались также для всех месяцев года многолетние средние значения температуры воздуха (так и максимальные и минимальные температуры) самого холодного (1966-1975 гг.) и самого теплого (1995-2004 гг.) десятилетий (декад) и определялись разности между их значениями и климатической нормой, вычисленной за период 1966-2004 гг., то есть их аномалии.

Выявлено, что в самую холодную декаду наибольшие отрицательные аномалии наблюдались в январе, варьируя по территории области в пределах от -2,7 до -3,4°C, а в самую теплую – максимальное потепление отмечалось в феврале, когда положительные аномалии колебались от 2,1 до 2,8°C. При этом выделялся апрель со своей положительной аномалией как в холодную, так и теплую декады. Распределение аномалий температуры по другим месяцам показывает, что в теплую декаду повсеместно устанавливались положительные аномалии, кроме мая и декабря. Аналогичная картина складывается и для максимальных температур, за исключением декабря.

При рассмотрении минимальной температуры воздуха к указанным двум месяцам добавляется еще апрель. Таким образом, в наиболее теплую декаду (1995-2004 гг.) ситуация достаточно проста и устойчива во времени на общем многолетнем климатическом фоне.

В холодную же декаду отрицательные аномалии особенно были велики зимой, а в ряде месяцев (апрель, май, сентябрь, ноябрь) происходила смена знака аномалии на положительный. Заметим для сравнения, что в зимние месяцы, а также в марте, июне, июле, сентябре и октябре КНЛТ температуры воздуха были положительными и менялись в январе – феврале по территории 0,17-0,19°C/год, в июле 0,03 – 0,05°C/год. В случае рассмотрения максимальной температуры в холодную декаду в большинстве месяцев года, за исключением апреля, августа и ноября, формируются отрицательные аномалии температуры. При минимальной температуре картина более неоднородная по территории.

3.2.4. Заморозки и оттепели

Заморозки

Заморозки в умеренной зоне – нормальное климатическое явление для переходных периодов года. Однако в отдельные годы заморозки наносят значительный ущерб сельскому хозяйству, особенно если они случаются поздней весной или ранней осенью. К концу весны, когда после теплого периода растения развились, внезапное и сравнительно небольшое охлаждение воздуха может повредить сельскохозяйственные культуры на больших площадях. Кратковременные заморозки могут нанести ущерб и ранней осенью, когда вегетация еще не закончилась и не везде еще снят урожай.

Под заморозком понимается понижение минимальной температуры ниже 0°C на поверхности почвы и в приземном слое воздуха на фоне устойчивых положительных среднесуточных температур.

В зависимости от процесса образования выделяют три типа заморозков: адвективные, радиационные и адвективно-радиационные. Адвективные заморозки образуются в результате вторжения холодных воздушных масс с температурой ниже 0°C, наблюдаются, как правило, в течение нескольких суток подряд и могут охватывать большие районы.

Радиационные заморозки образуются в тихие ясные ночи в результате охлаждения почвы вследствие эффективного излучения земной поверхности. При этом типе микроклиматические различия интенсивности заморозка выражены очень резко в отличие от адвективных заморозков.

Адвективно-радиационные заморозки образуются в результате вторжения холодных воздушных масс с последующим их выхолаживанием за счет ночного эффективного излучения. Заморозки этого типа наблюдаются при достаточно высоких среднесуточных температурах и поэтому являются наиболее опасными для сельскохозяйственных растений.

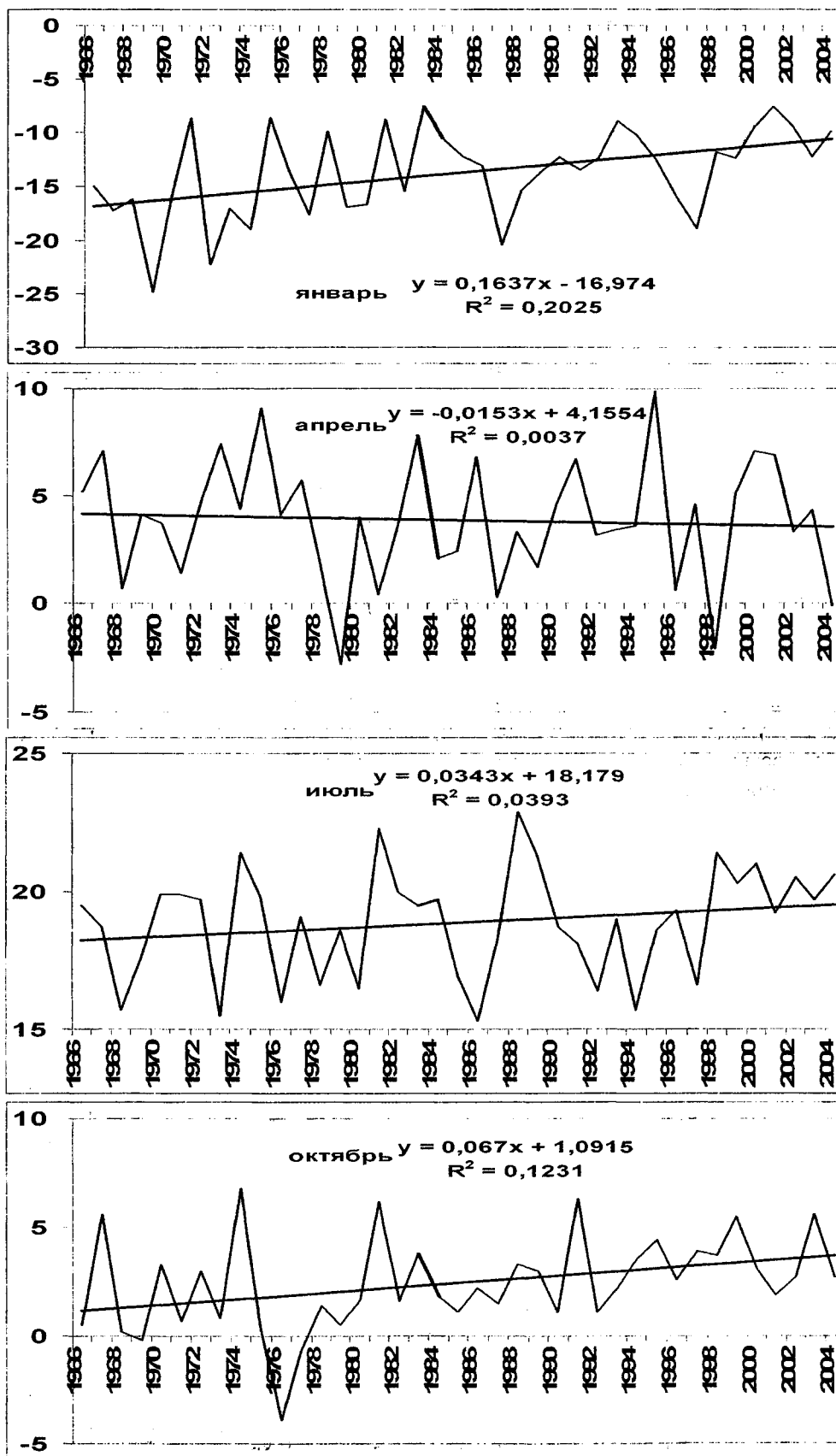


Рис. 3.6. Межгодовые изменения и линейные тренды температуры воздуха в Ижевске (1966-2004 гг.)

Характер образования заморозков зависит от местных физико-географических особенностей расположения метеостанций (высота над уровнем моря, рельеф, характер растительности, близость водоемов), поэтому в территориальном распределении заморозков отмечается значительное разнообразие.

Среднее по многолетним наблюдениям число дней с заморозками в воздухе на территории Удмуртии меняется от 24 до 36 дней (табл. 3.22). Наибольшее количество заморозков отмечается в апреле (10-14 дней) и в октябре (9-10 дней). В мае и сентябре заморозков меньше (2-7 дней), однако в эти месяцы заморозки наиболее опасны, так как растения активно вегетируют и их морозостойкость ослаблена.

Таблица 3.22

Среднее многолетнее число дней с заморозками

Станции	Апрель	Май	Июнь	Август	Сентябрь	Октябрь	Всего
Глазов	13	6	1	0	4	9	33
Дебесы	14	7	1	0	4	10	36
Игра	12	5	0	0	3	10	30
Селты	12	4	0	0	2	10	28
Воткинск	11	4	0	0	2	10	27
Ижевск	11	4	0	0	3	9	27
Сарапул	10	3	0	0	2	9	24
Можга	13	5	0	0	3	10	31

В пространственном распределении заморозков выделяется северная часть Удмуртии, где отмечается наибольшее число дней с заморозками - от 30 до 36 дней. Станции Глазов, Дебесы и Игра располагаются в узких и достаточно глубоких долинах малых рек (р. Чепца и ее притоки) на Верхнекамской возвышенности, что способствует стеканию холодного воздуха со склонов, его застою и радиационному выхолаживанию в ночное время. Большое число дней с заморозками наблюдается и в юго-западной части Удмуртии на ст. Можга (31 день), расположенной на небольшой Можгинской возвышенности. Пониженная повторяемость заморозков наблюдается на юго-востоке Удмуртии, где на ст. Сарапул отмечается наименьшее число дней с заморозками (24 дня), что объясняется тепляющим влиянием р. Камы, на берегу которой расположена эта станция.

В отдельные годы и месяцы количество дней с заморозками может намного превышать их средние многолетние значения (табл. 3.23).

Таблица 3.23

Максимальное число дней с заморозками

Станции	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Глазов	26	15	5	0	2	12	21
	1996	1986	1979	-	1983	1973	2002
Дебесы	23	15	4	0	3	11	20
	1979	1986	1967	-	1996	1973	1978
Игра	26	13	3	0	1	11	20
	1996	1986	1979	-	1986	1973	1978
Селты	24	13	5	0	1	10	18
	1996	1986	1979	-	1986	1973	1971
Воткинск	24	12	3	0	0	10	19
	1996	1986	1979	-	-	1977	1978
Ижевск	22	13	4	0	1	11	20
	1996	1986	1979	-	1986	1973	1980
Сарапул	25	11	2	0	1	8	21
	1996	1986	1967	-	1986	1973	1980
Можга	25	13	4	0	2	11	18
	1978	1999	1979	-	1986	1973	1971

Так, в мае максимальное число дней с заморозками может достигать 11-15 дней, в сентябре – 8-12 дней. В отдельные годы вторжения холодных воздушных масс вызывают заморозки в июне (от 2 до 5 дней) и августе (от 1 до 3 дней), что крайне неблагоприятно для всех сельскохозяйственных культур. В июле случаев с заморозками ни на одной станции зафиксировано не было.

Определенную ценность для сельскохозяйственного производства имеют даты последнего заморозка весной и первого заморозка осенью (табл. 3.24).

Таблица 3.24

**Даты первого и последнего заморозка и продолжительность
безморозного периода**

Станции	Первый заморозок осенью		Последний заморозок весной		Средняя продолжительность безморозного периода, дни
	средняя дата	самая ранняя	средняя дата	самая поздняя	
Глазов	15.09	19.08.78	20.05	16.06.69	119
Дебесы	13.09	13.08.97	20.05	16.06.69	115
Игра	23.09	30.08.86	14.05	8.06.70	132
Селты	25.09	26.08.96	12.05	7.06.79	135
Воткинск	25.09	31.08.97	11.05	6.06.92	137
Ижевск	20.09	26.08.96	17.05	7.06.92	126
Сарапул	29.09	30.08.86	9.05	6.06.92	144
Можга	17.09	16.08.69	19.05	16.06.92	121

Для северной части территории на Верхнекамской возвышенности характерны изрезанность рельефа и обилие отрицательных форм сравнительно небольших горизонтальных размеров, где проветривание ослаблено и создаются более благоприятные условия для возникновения заморозков. Здесь весной заморозки

обычно заканчиваются позже, а осенью начинаются раньше (ст. Глазов, Дебесы), чем на открытых равнинах и у водоемов (ст. Воткинск, Ижевск, Сарапул).

В Удмуртии средняя дата последнего заморозка весной приходится на 9-20 мая, самые поздние весенние заморозки отмечались во второй декаде июня (16 июня) на ст. Глазов, Дебесы и Можга, на других станциях заморозки полностью прекращались в первой декаде июня (6-8 июня).

Осенью разброс в средних датах первого заморозка более существенен – от 13 сентября на ст. Дебесы до 29 сентября на ст. Сарапул. Самые ранние осенние заморозки наблюдались во второй декаде августа на ст. Глазов, Дебесы и Можга (13-19 августа), на остальных станциях в третьей декаде августа (26-31 августа). Таким образом, наименьшая средняя продолжительность безморозного периода отмечается на северо-востоке и юго-западе республики - ст. Дебесы (115 дней), Глазов (119 дней) и Можга (121 день), наибольшая продолжительность на юго-востоке и востоке Удмуртии - ст. Сарапул (144 дня) и Воткинск (137 дней).

Оттепели

В районах возделывания озимых зерновых культур холодный период года является опасным для жизни растений. Зимой растения, находясь в состоянии вынужденного покоя, непрерывно подвергаются воздействию метеорологических факторов, которые не только прямо влияют на перезимовку растений, но и определяют динамику их устойчивости к неблагоприятным условиям.

Особенно сильно снижают морозостойкость озимых интенсивные и длительные оттепели, при которых у растений нарушается состояние зимнего покоя. Резкое понижение температуры почвы после оттепелей вызывает гибель растений при значительно более высоком уровне минимальной температуры почвы, чем при постепенном похолодании. В отрицательных формах рельефа при интенсивных оттепелях может скапливаться вода, которая, замерзая при последующем понижении температуры, образует ледяную корку. Растения при длительном пребывании под притертой к почве ледяной коркой, покрывающей всю их надземную массу, повреждаются, а иногда полностью погибают.

Под оттепелью понимается повышение температуры воздуха по максимальному термометру до 0°С и выше в холодный период на фоне установившихся отрицательных температур.

Зимой на территории Удмуртии проявляется влияние Атлантического океана, частые вхождения циклонических барических образований с Атлантики смягчают зиму, делают ее более снежной, с оттепелями и сильными ветрами.

В целом за холодный период по многолетним наблюдениям среднее число дней с оттепелью по территории Удмуртии составляет 25-30 дней (табл.3.25). Наибольшее число оттепелей отмечается в периоды слабых отрицательных температур - в ноябре (7 – 10 дней) и в марте (12-13 дней). В зимние месяцы, когда наблюдаются наиболее низкие температуры воздуха, оттепели сравнительно редки: в декабре число дней с оттепелью в среднем составляет 2-3 дня, в январе и феврале — 1-2 дня.

Таблица 3.25

Среднее многолетнее число дней с оттепелью

Станции	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Всего
Глазов	8	3	2	2	12	27
Дебесы	8	2	1	1	13	25
Игра	7	2	1	2	13	25
Селты	9	3	2	2	13	29
Воткинск	8	3	1	2	13	26
Ижевск	9	3	2	2	12	28
Сарапул	10	3	2	2	13	30
Можга	9	3	2	2	13	29

В территориальном распределении пониженной повторяемостью оттепелей (25-26 дней) выделяются ст. Дебесы, Игра и Воткинск, расположенные в северо-восточной части Удмуртии. В западной и южной части республики повторяемость оттепелей выше и составляет 29-30 дней (ст. Селты, Сарапул и Можга).

В отдельные годы число дней с оттепелью существенно отличается от средних значений (табл. 3.26). Так, в ноябре и марте наибольшая повторяемость оттепелей достигала 21-24 дня, в декабре 9-13 дней, в январе 4-8 дней, в феврале 12-20 дней.

Интересно отметить, что в январе и феврале максимальное число дней с оттепелью практически на всех станциях были зарегистрированы в 2001-2002 гг., а в остальные месяцы максимумы повторяемости оттепелей были зафиксированы в более ранние годы. По-видимому, это является следствием того, что наблюдающееся потепление климата Удмуртии наиболее интенсивно происходит в январе-феврале, и поэтому именно в эти месяцы увеличивается повторяемость оттепелей в последние годы.

Таблица 3.26

Максимальное число дней с оттепелью

Станции	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
Глазов	23	11	7	17	21
	1971	1982	2002	2002	1989
Дебесы	22	9	6	13	21
	1971	1980	2001	2002	1989
Игра	21	9	4	12	21
	1971	1980	1983	2002	1977
Селты	22	10	7	18	23
	1996	1982	2002	2002	2000
Воткинск	23	11	5	13	23
	1971	1972	1983	2002	1990
Ижевск	25	10	6	17	22
	1996	1980	1983	2002	1977
Сарапул	24	13	8	20	22
	1971	1982	2002	2002	1977
Можга	23	10	7	17	24
	1971	1980	2002	2002	1977

3.3. Влажность воздуха

Влажность воздуха наряду с температурой и атмосферным давлением является одной из важнейших характеристик его состояния. Содержание водяного пара в атмосфере оценивается с помощью набора различных характеристик (Научно-прикладной справочник, 1988). Наиболее часто используемыми среди них являются парциальное давление (упругость) водяного пара e , относительная влажность воздуха f , дефицит (недостаток) насыщения d , температура точки росы τ .

Концентрация водяного пара в воздухе находится в сложной зависимости от его температуры, состояния подстилающей поверхности, физико-географических условий местности (в том числе от высоты рельефа), времени суток и года, условий циркуляции атмосферы, интенсивности турбулентного перемешивания и других факторов.

Территория Удмуртии находится в зоне умеренно-континентального климата с ярко выраженными суточными и годовыми колебаниями температуры приземного слоя воздуха и подстилающей поверхности. Она характеризуется разнообразием свойств испаряющих поверхностей, форм и высот рельефа, что влечет за собою значительную изменчивость режима увлажнения воздуха во времени и в пределах республики.

В данном разделе будут рассмотрены лишь два показателя влажности: парциальное давление водяного пара (далее — давление водяного пара или давление пара (Матвеев, 1984)) и относительная влажность воздуха.

При этом имеется в виду, что все характеристики влажности взаимосвязаны между собою и по величине одной из них можно оценить и другую. Например, дефицит влажности и относительная влажность находятся в прямой (отрицательной) зависимости друг от друга:

$$d = (1-f) E = E - e \quad (3.3.1)$$

($0 \leq f \leq 1,0$), а температура точки росы является косвенной характеристикой давления пара, почти полностью определяя его. При этом увеличение τ влечет за собою рост давления пара, и наоборот.

В формуле (3.3.1) E — давление насыщения является степенной функцией (положительная зависимость) температуры воздуха (Тверской, 1962; Матвеев, 1984).

3.3.1. Давление водяного пара

Давление водяного пара измеряется в гектопаскалях (гПа). Его изменения в приземном слое обычно следуют за изменениями температуры воздуха (Кобышева, 2001), что вполне объяснимо. С повышением (понижением) температуры воздуха возрастает (уменьшается) скорость испарения (Тверской, 1962; Матвеев, 1989) как одного из основных источников поступления влаги в атмосферу.

На изменение давления водяного пара существенное влияние могут оказывать и процессы горизонтального переноса (адвекции) влаги в системе циркуляции атмосферы. Однако при изучении режима влажности при его осреднении за большие промежутки времени роль указанного фактора существенно нивелируется и все более возрастает значимость испарения.

Роль испарения в изменениях давления пара еще более возрастает в пониженных и вогнутых формах рельефа, где интенсивность воздухообмена (горизонтальной адвекции), как правило, ослабевает. Напротив, на приподнятых и, в особенности, выпуклых формах рельефа роль испарения уменьшается и возрастает значимость адвекции водяного пара.

Территория Удмуртии по характеру ее рельефа весьма неоднородна. Части территории, выходящие на юго-востоке к долине Камы, на северо-западе — к обширному (местами заболоченному) правобережью Кильмези, а на юго-западе — к подножию Можгинской возвышенности, расположены наиболее низко. По отношению к ним центральная часть республики, представленная отрогами Верхнекамской, Можгинской и Сарапульской возвышенностей, занимает приподнятое положение. Если отметки высот Верхнекамской возвышенности на северо-востоке республики местами достигают 330 м.абс., то в глубокой долине Камы они не превышают 100 м.абс. Столь значительные перепады высот также влекут за собою заметные изменения в значениях давления пара (Климатология, 1989; Кобышева и др., 2001) на территории республики.

Годовой ход средних месячных значений давления водяного пара находится в тесном согласии с годовым ходом температуры воздуха. Годовой максимум давления пара (в средних выводах) повсеместно отмечается в июле, а годовой минимум — в январе (табл. 3.27).

Средние месячные и годовые значения давления водяного пара, гПа

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	2,1	2,2	3,4	5,6	8,0	12,3	15,0	12,8	9,5	6,2	3,8	2,5	7,4
Дебесы	2,1	2,2	3,3	5,4	8,0	12,1	14,9	12,7	9,4	6,1	3,7	2,5	7,7
Игра	2,1	2,2	3,3	5,3	7,7	11,9	14,5	12,6	9,3	6,0	3,8	2,5	7,4
Селты	2,3	2,4	3,5	5,6	8,0	12,1	14,8	12,8	9,5	6,3	4,0	2,7	7,6
Воткинск	2,2	2,3	3,5	5,7	8,2	12,5	15,2	13,1	9,6	6,3	3,9	2,6	7,7
Ижевск	2,2	2,3	3,4	5,8	8,2	12,4	15,0	13,0	9,5	6,2	4,0	2,6	7,7
Сарапул	2,2	2,3	3,5	5,9	8,4	12,7	15,2	13,1	9,7	6,4	4,0	2,7	7,1
Можга	2,3	2,3	3,5	5,8	8,3	12,5	15,0	13,1	9,6	6,4	4,0	2,7	7,7

Средние значения давления пара в пределах республики варьируют в июле от 14,5 (ст. Игра) до 15,8 гПа (ст. Селты). Первая из указанных станций находится на южном склоне Верхнекамской возвышенности (высота станции Н= 232 м.абс), вторая - в долине Кильмези (184 м.абс).

Более высокое давление водяного пара на ст. Селты объясняется не только ее низким положением, но и увлажняющим влиянием более интенсивного испарения с близлежащей водной поверхности (Верещагин, 1963).

В январе изменение давления пара по территории республики незначительно (от 2,1 гПа на севере и северо-востоке республики (ст. Глазов, Дебесы, Игра)) до 2,2-2,3 гПа на западе, юго-западе (с. Селты, Можга), юге и юго-востоке (ст. Ижевск, Воткинск, Сарапул). Это свидетельствует о том, что распределение водяного пара по территории республики связано уже не столько с влиянием местного испарения, сколько с процессами переноса водяного пара через территорию республики воздушными течениями. При преобладающих в зимний период юго-западных воздушных потоках (Климатология, 1989; Кобышева и др., 2001) количество переносимой в них влаги постепенно уменьшается в направлении их следования (табл.3.27).

В уменьшении влажности воздуха в зимний период в северном и северо-восточном направлениях, несомненно, нашло свое проявление и действие на нее другого важного фактора, каким является орография территории республики. Северная и северо-восточная ее части лежат на приподнятых склонах Верхнекамской возвышенности с общей тенденцией постепенного увеличения их высот к северу и северо-востоку. Возрастание высот сопровождается, как известно (Тверской, 1962; Климатология, 1989), понижением давления пара.

Отклонения текущих средних месячных значений давления пара от многолетних норм (табл. 3.27) в отдельные годы могут быть значительными, особенно летом. Например, на ст. Ижевск средняя месячная величина давления пара в июле 1971, 1984 и 2000 гг. достигала 17,3 гПа, что превысило средний многолетний показатель для этого месяца (15,0 гПа) на 2,3 гПа. Напротив, в июле 1975 г. аналогичный средний месячный показатель (12,1 гПа) оказался ниже средней многолетней нормы на 2,9 гПа.

Заметные нарушения в годовом ходе давления водяного пара могут иметь место и по времени проявлений его годового минимума и максимума (табл. 3.28).

Таблица 3.28

Повторяемость обнаружений годовых максимумов и минимумов давления водяного пара в различные месяцы года на ст. Ижевск, %

Время обнар. год. максимума, месяц			Время обнар. год. минимума, месяц		
VI	VII	VIII	XII	I	II
5,26	86,84	7,89	18,42	47,36	34,21

Как видно, летний максимум давления пара по времени своего проявления наиболее устойчив: вероятность его обнаружения в июле (ст. Ижевск) превышает 86 %. Значительно менее устойчив по этому же признаку годовой минимум водяного пара: в 18,42 % и 34,21 % случаев его можно наблюдать в декабре и феврале (соответственно), хотя чаще всего (47,36 %) он фиксируется все же в январе.

Средняя по республике амплитуда годовых колебаний давления пара составляет 12,7 гПа. Годовой ход давления пара наиболее резко выражен в низкорасположенных частях территории: в долине р. Камы (ст. Сарапул) и вдоль побережья Воткинского водохранилища (ст. Воткинск). Здесь

амплитуды годовых колебаний давления пара достигают 13,0 гПа. На Верхнекамской возвышенности (ст. Игра) годовой ход давления пара выражен слабее. Здесь амплитуда годовых колебаний давления пара уже не превышает 12,4 гПа.

Суточный ход давления водяного пара на территории республики проявляется по-разному в зависимости от времени года. В наиболее простой форме (с одним суточным максимумом и одним минимумом) он наблюдается с ноября по март. Суточный максимум давления пара обнаруживается в 12 ч (редко в 15 ч) по местному времени, а минимум – во второй половине ночи (0 - 3 ч). Суточный ход водяного пара в это время года близко следует за суточным ходом температуры воздуха (табл. 3.29). Такому типу суточного хода давления пара обычно сопутствует ослабленный турбулентный обмен.

Таблица 3.29

**Средние месячные величины давления водяного пара (гПа)
по срокам наблюдений, час по местному времени, в июле**

Станции	0	3	6	9	12	15	18	21
Глазов	13,9	14,8	15,6	14,9	14,8	15,4	15,6	14,7
Дебесы	13,9	15,0	15,5	14,8	14,7	15,1	15,5	14,8
Игра	14,1	14,5	14,9	14,3	14,1	14,5	15,0	14,6
Селты	14,4	15,0	15,2	14,4	14,3	14,8	15,3	14,9
Воткинск	14,7	15,3	15,6	15,0	14,8	15,4	15,5	15,2
Ижевск	14,3	15,2	15,5	14,9	14,7	15,2	15,4	14,8
Сарапул	14,6	15,4	15,8	15,2	15,0	15,1	15,4	15,0
Можга	14,3	15,1	15,5	14,8	14,7	15,2	15,7	15,0

С апреля по октябрь суточный ход давления водяного пара имеет вид двойной волны и характеризуется двумя максимумами (около 6 и 15-18 ч) и двумя минимумами (0-3 ч и в 12-15 ч (в часы с наиболее развитой турбулентностью и термической конвекцией)).

Средние значения дневных максимумов давления пара в июле варьируют в пределах от 14,1 (ст. Игра на Верхнекамской возвышенности) до 15,0 гПа (ст. Сарапул на берегу р. Камы).

Амплитуды суточных колебаний давления пара в разгар лета (июль) изменяются в пределах от 0,8-1,1 (ст. Игра, Селты, Ижевск, Сарапул, Воткинск) и до 1,4 - 1,7 гПа (ст. Можга, Дебесы, Глазов). Зимой (январь-февраль) суточные изменения давления пара весьма незначительны: амплитуды его суточных колебаний нигде не превышают 0,1-0,2 гПа (табл. 3.30).

Географические особенности распределения давления водяного пара по территории республики определяются контрастностью свойств испаряющих поверхностей и рельефа (Климатология, 1989).

Таблица 3.30

**Средние месячные величины давления водяного пара (гПа)
по срокам наблюдений, час по местному времени, в январе**

Станции	0	3	6	9	12	15	18	21
Глазов	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,1	2,1
Дебесы	2,0	2,0	2,0	2,1	2,2	2,1	2,0	2,0
Игра	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,1	2,1
Селты	2,3	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,2
Воткинск	2,1	2,1	2,2	2,3	2,3	2,2	2,2	2,1
Ижевск	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,2	2,2	2,2
Сарапул	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,2	2,2	2,2
Можга	2,2	2,2	2,2	2,4	2,4	2,3	2,2	2,2

Сложность орографического устройства территории республики и значительные перепады высот ее отметок, о чем речь уже шла, оказывают заметное влияние на условия географического распределения влажности воздуха в ее пределах, что наиболее ярко проявляется летом (июль), когда в распределении влажности воздуха основная роль принадлежат процессам местного испарения (табл.3.31).

В табл.3.31 метеорологические станции указаны в порядке возрастания высот их местоположений. Видно, что с ростом высот H величины давления пара имеют устойчивую

тенденцию к их уменьшению, и наоборот. Отсюда неизбежно следует, что (в средних выводах) наиболее сухими являются приподнятые части территории республики, тяготеющие к отрогам Верхнекамской, Сарапульской и указанных возвышенностей. А наиболее увлажненными те, что лежат у подножия указанных возвышенностей - в долине р. Камы, заболоченном правобережье р. Кильмезь.

Таблица 3.31

Высоты (H , м.абс) метеорологических станций и средние многолетние значения давления водяного пара (e , гПа) в январе [$e(I)$] и июле [$e(VII)$]

Станции	H	$e(I)$	$e(VII)$	Станции	H	$e(I)$	$e(VII)$
Воткинск	98	2,2	15,2	Можга	169	15,0	2,3
Сарапул	133	2,2	15,2	Селты	184	14,8	2,3
Ижевск	155	2,2	15,0	Дебессы	186	14,9	2,1
Глазов	168	2,1	15,0	Игра	232	14,5	2,1

3.3.2. Относительная влажность воздуха

Относительная влажность воздуха представляет собою процентное отношение фактического значения давления пара к давлению насыщения $E(t)$ при данной температуре воздуха t

$$f = \frac{e}{E} 100\% \quad (3.3.2)$$

и характеризует, таким образом, степень насыщения воздуха водяным паром.

Практическое значение рассматриваемого показателя влажности состоит, прежде всего, в том, что он косвенно характеризует скорость испарения или, что то же самое, скорость потери влаги W испаряющей поверхностью. Последнюю с некоторым приближением можно записать в виде

$$W \approx \frac{AE}{100} [100 - f] \cdot F(u), \quad (3.3.3)$$

где A – некоторый множитель ($A > 0$), $F(u)$ – «ветровая функция» ($F(u) \geq 0$), зависящая от скорости ветра u .

Из формулы 3.3.3 следует, что (при прочих неизменных условиях) потери влаги испаряющей поверхностью возрастают с понижением относительной влажности, и наоборот.

Из наличия прямой положительной связи между e и f следует, что изменения относительной влажности во времени и в пространстве определяются действием той же совокупности факторов, о которых речь уже шла ранее. Вместе с тем пространственно-временное распределение относительной влажности отличается от распределения давления водяного пара (e) хотя бы уже потому, что относительная влажность воздуха зависит еще и от распределения температуры воздуха.

Годовой ход средних месячных величин относительной влажности почти противоположен годовому ходу температуры воздуха (Тверской, 1962; Матвеев, 1984). На территории Удмуртии годовой максимум относительной влажности (в средних выводах) наблюдается в ноябре, а годовой минимум – в мае (табл. 3.32). Наиболее устойчивым по времени проявления является годовой минимум, а наименее устойчивым – годовой максимум (табл. 3.33).

Таблица 3.32

Средние месячные и годовые значения относительной влажности воздуха, %

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	83	81	78	72	64	70	74	77	82	85	87	84	78
Дебессы	81	79	76	70	63	68	74	76	81	83	85	82	81
Игра	83	79	74	67	60	66	71	75	80	83	86	84	77
Селты	84	80	75	68	60	66	71	74	79	83	87	85	78
Воткинск	83	81	76	69	61	66	71	74	79	83	86	85	80
Ижевск	83	81	77	70	60	66	71	74	78	82	86	84	79
Сарапул	82	80	77	69	60	65	70	72	77	82	85	84	75
Можга	82	78	75	69	62	68	72	75	78	82	85	83	77

Таблица 3.33

Повторяемость проявлений годовых максимумов и минимумов относительной влажности воздуха в различные месяцы года на ст. Ижевск, %

Время обнаружения годовых экстремумов относит. влажности воздуха, месяц									
Максимумы					Минимумы				
IX	X	XI	XII	I	II	IV	V	VI	VII
2,70	8,10	51,35	29,72	2,70	5,94	2,70	86,48	10,81	2,70

Отклонения средних месячных величин относительной влажности от их средних многолетних значений (табл. 3.32) в отдельные годы могут достигать больших значений (табл.3.34).

Таблица 3.34

Наибольшие и наименьшие средние месячные величины относительной влажности воздуха, наблюдавшиеся один раз за 1966-2004 годы, %

Станции	Средние месячные величины относительной влажности	
	наибольшие, месяц, год	наименьшие, месяц, год
Глазов	94,2 (XI, 2002)	52,0(V, 1971)
Ижевск	93,8 (XII, 1988)	50,1 (V, 1991)

Суточный ход относительной влажности на территории республики почти противоположен суточному ходу температуры воздуха. На большинстве станций суточный максимум относительной влажности наблюдается в 0-3 ч, а суточный минимум почти повсеместно – около 12 ч по местному времени (табл. 3.35).

Средняя по территории республики амплитуда суточных колебаний относительной влажности в мае составляла 30,5 %. Вместе с тем разброс величин суточных амплитуд по территории оказывается довольно значительным: от 27,6% на ст. Сарапул и до 32,9% - на ст.Можга. Суточные изменения относительной влажности наиболее резко проявляются на юге (ст. Ижевск), юго-западе (ст. Можга), севере (ст. Глазов) и северо-востоке (ст. Дебесы) республики. В промежуточном пространстве (вдоль ломаной прямой – станции Воткинский-Игра-Селты) суточные колебания относительной влажности выражены несколько слабее: от 27,6 до 29,8 %.

Таблица 3.35

Средние месячные величины относительной влажности по срокам наблюдений, час по местному времени, %

Станции	Май							
	0	3	6	9	12	15	18	21
Глазов	81,4	77,6	60,1	50,8	48,6	52,2	67,2	75,9
Дебесы	82,0	76,3	57,7	49,3	47,4	51,2	65,6	76,2
Игра	75,9	73,2	56,5	48,4	46,8	50,1	62,0	70,0
Селты	75,0	73,6	57,6	48,4	46,3	50,6	62,7	69,7
Воткинский	77,5	73,6	56,6	47,7	46,0	51,1	63,5	70,8
Ижевск	76,1	72,5	56,9	47,5	45,4	49,7	63,9	70,8
Сарапул	73,8	72,4	57,8	49,1	46,2	49,3	60,9	68,0
Можга	78,8	75,1	56,0	47,7	45,9	49,8	66,8	73,9
Станции	Ноябрь							
	0	3	6	9	12	15	18	21
Глазов	88,2	88,3	87,6	84,3	84,0	86,4	87,3	87,7
Дебесы	86,8	86,8	85,9	81,8	82,0	84,9	86,0	86,5
Игра	87,9	87,9	87,2	83,8	83,2	85,7	86,8	87,5
Селты	88,4	88,4	88,0	84,4	84,2	86,6	87,7	88,1
Воткинский	87,9	88,2	87,0	83,4	83,7	86,3	87,1	87,6
Ижевск	87,8	87,8	86,5	83,1	83,2	85,7	86,9	87,4
Сарапул	87,1	87,2	86,4	82,3	82,2	84,6	85,8	86,6

В конце осени (ноябрь) происходит многократное ослабление суточного хода относительной влажности. На территории республики его средняя амплитуда в это время составляет 4,8 %.

Существенно уменьшается и разброс рассматриваемых амплитуд по территории области (от 4,2 % - на ст. Селты и до 5,1% - на ст. Можга). Вместе с тем географическое распределение очагов с более (менее) выраженным суточным ходом относительной влажности во многом повторяет уже описанную географию их распределения в начале лета (май).

Важными показателями режима влажности воздуха являются **количество дней с относительной влажностью не более 30% и не менее 80 %**. В научной литературе первые из указанных дней определяются как «сухие дни», а вторые – как «влажные дни».

Сухим днем считается такой, когда хотя бы в один из восьми стандартных сроков наблюдений относительная влажность не превышает 30%. День, в котором относительная влажность воздуха в 12-15 ч составляет не менее 80%, считается влажным.

Судя по данным табл. 3.36 и 3.37, частота повторений сухих и влажных дней находится в согласии с ранее рассмотренным годовым ходом относительной влажности (табл. 3.32). Видно, что в условиях Удмуртии наибольшее число сухих дней обыкновенно наблюдается в мае, а наибольшее число влажных дней – в ноябре.

Таблица 3.36

Среднее многолетнее число дней с относительной влажностью не более 30 %

Станции	Месяцы												Среднее за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	0	0	0	2	8	3	1	1	1	0	0	0	1
Дебесы	0	0	1	3	9	4	1	1	1	0	0	0	1
Игра	0	0	2	3	10	4	1	1	1	0	0	0	1
Селты	0	0	1	3	10	5	2	1	1	0	0	0	1
Воткинск	0	0	1	3	10	4	2	1	1	1	0	0	1
Ижевск	0	0	0	3	10	4	2	1	1	0	0	0	1
Сарапул	0	0	0	2	8	2	1	1	1	1	0	0	1
Можга	0	0	1	3	9	3	2	1	1	0	0	0	1

Таблица 3.37

Среднее многолетнее число дней с относительной влажностью не меньше 80%

Станции	Месяцы												Среднее за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	21	16	11	8	5	6	7	8	13	20	24	23	13
Дебесы	18	13	10	7	6	6	7	7	13	19	22	20	16
Игра	21	13	9	6	5	5	6	7	12	18	23	24	14
Селты	21	15	11	6	5	5	6	7	12	18	24	24	14
Воткинск	21	15	11	7	5	5	6	7	12	18	23	24	15
Ижевск	21	14	11	6	5	4	6	6	12	18	23	22	14
Сарапул	20	14	11	6	4	5	5	6	9	17	21	22	12
Можга	19	13	10	6	5	5	6	7	12	18	23	22	14

Из табл. 3.36 также следует, что наибольшее число сухих дней (до 10 дней в мае) наблюдается на приподнятой, центральной части территории республики, а наименьшее (до 8-9 дней) – в понижениях (ст. Сарапул).

Число влажных дней в ноябре в пределах республики может достигать 21-24 (табл. 3.37). При этом усматривается некоторая тенденция к увеличению числа влажных дней при следовании к северо-западной (ст. Селты) и северной (ст. Глазов) окраинам территории республики. Отклонение числа сухих и влажных дней от их средних многолетних значений в отдельные годы может быть весьма значительным (табл. 3.38), что обычно связано с частыми и длительными (в пределах одного и более месяца) нарушениями атмосферно-циркуляционных условий и сопутствующими им периодами значительного дефицита (атмосферные засухи) и избыточного количества выпадающих осадков (Мещерская, Блажевич, 1980).

Наибольшее число сухих и влажных дней и годы (в скобках) их наблюдений в периоды активной вегетации и уборки сельскохозяйственных культур в Удмуртской Республике (1966-2004 гг.)

Станции	Период активной вегетации с.-х. культур (месяц)			Период уборки с.-х. культур (месяц)	
	V	VI	VII	VIII	IX
1. Наибольшее число сухих дней					
Глазов	20(1973)	14(1973)	7(1988)	11(1972)	3(2000)
Ижевск	19(1975, 1991)	14(1975)	14(1981)	9(1981)	5(1982)
1. Наибольшее число влажных дней					
Глазов	10(1974, 2001)	14(1985)	19(1985)	18(1984)	23(1987)
Ижевск	11(1997)	9(1985)	15(1994)	14(1984)	20 (1978, 1980, 1987)

В сухие дни резко возрастает скорость потери влаги испаряющими поверхностями (почва, растительный покров и др.). Большая сухость воздуха, как правило, сопровождается значительным дефицитом осадков. В итоге создаются неблагоприятные условия для развития сельхозкультур, особенно на стадии их активной вегетации (май-июль). Напротив, в конце лета и в начале осени (август-сентябрь) сухие дни благоприятствуют уборке урожая.

Географические особенности распределения относительной влажности по территории Удмуртии определяются закономерностями пространственно-временного распределения давления водяного пара (о чем речь уже шла) и температуры воздуха.

В пределах республики относительные изменения температуры воздуха несколько меньше соответствующих изменений давления пара, что наиболее справедливо для теплого времени года. Как следствие, в географическом распределении относительной влажности воздуха по территории республики в указанное время года обнаруживается значительное сходство с ранее описанными особенностями распределения давления пара.

Как следствие, пониженные значения относительной влажности (~60 %) в мае наблюдаются в приподнятой (центральной) части территории республики (ст. Ижевск, Игра). На ее перифериях (ст. Воткинск, Можга) относительная влажность на 1-4 % выше (табл. 3.32).

3.3.3. Дефицит влажности и температура точки росы

Дефицит влажности и температура точки росы тесно связаны с величинами относительной влажности и давления водяного пара (см. формулу 3.3.1). При этом изменения дефицита влажности находятся почти в полной противофазе по отношению к изменениям относительной влажности. Изменения же температуры точки росы находятся в тесной прямой (почти в функциональной (в июле)) связи с изменениями давления пара.

В связи с этим надобность в специальных описаниях пространственно-временных изменений дефицита влажности и температуры точки росы отпадает. Справочные данные об этих характеристиках можно получить, обратившись к табл. 3.39 и 3.40.

3.4. Атмосферные осадки

К числу важнейших метеорологических явлений относятся атмосферные осадки. Явление это весьма сложное и характеризуется видом, фазовым состоянием, количеством, числом дней с осадками и т.д.

Количество осадков измеряется с помощью осадкомера (осадкомерного ведра, снабженного специальной защитой) толщиной слоя (мм) выпавшей воды, который мог бы образоваться на горизонтальной поверхности от выпавших жидких и твердых (после их таяния) осадков при отсутствии стока, просачивания и испарения.

Таблица 3.39

Средние месячные и годовые значения дефицита влажности, Гпа

Станции	Месяцы												Средн. за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	0,3	0,5	1,0	2,6	5,7	6,9	6,9	5,0	2,7	1,3	0,5	0,4	2,8
Дебесы	0,4	0,5	1,1	2,8	5,7	7,0	6,8	5,0	2,8	1,4	0,6	0,4	2,9
Игра	0,3	0,5	1,3	3,3	6,1	7,5	7,4	5,1	2,9	1,4	0,5	0,4	3,1
Селты	0,3	0,5	1,2	3,3	6,4	7,8	7,6	5,6	3,2	1,5	0,5	0,4	3,2
Воткинск	0,3	0,5	1,1	3,2	6,5	8,0	7,8	5,7	3,3	1,6	0,6	0,4	3,3
Ижевск	0,4	0,5	1,1	3,1	6,7	7,7	7,5	5,7	3,4	1,5	0,5	0,4	3,2
Сарапул	0,4	0,5	1,1	3,3	6,8	8,2	8,0	6,1	3,7	1,7	0,6	0,4	3,4
Можга	0,4	0,6	1,3	3,4	6,5	7,6	7,5	5,6	3,5	1,7	0,6	0,5	3,2

Таблица 3.40

Средние и годовые значения температуры точки росы, °С

Станции	Месяцы												Средн. за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	-16,8	-15,6	-9,0	-2,2	2,9	9,3	12,6	10,2	5,7	-0,6	-7,8	-13,9	-2,1
Дебесы	-17,1	-16,1	-9,6	-2,7	2,7	9,0	12,5	10,1	5,5	-0,9	-8,1	-14,3	-2,4
Игра	-16,4	-15,2	-9,3	-2,9	2,2	8,7	12,1	9,9	5,4	-1,0	-7,8	-13,7	-2,3
Селты	-15,7	-14,6	-8,8	-2,2	2,8	9,1	12,4	10,2	5,7	-0,5	-7,2	-13,1	-1,8
Воткинск	-16,2	-15,0	-8,7	-1,9	3,2	9,5	12,8	10,6	5,9	-0,3	-7,3	-13,4	-1,7
Ижевск	-16,0	-15,0	-8,8	-1,7	3,1	9,5	12,6	10,4	5,7	-0,5	-7,2	-13,3	-1,8
Сарапул	-15,9	-14,8	-8,6	-1,5	3,6	9,8	12,9	10,5	6,0	-0,1	-7,1	-13,1	-1,6
Можга	-15,6	-14,7	-8,8	-1,7	3,4	9,7	12,7	10,5	5,9	-0,2	-6,9	-12,8	-1,5

При измерении количества осадков имеют место несколько систематических ошибок – потери собранных осадков на смачивание осадкомерного ведра, испарение осадков из ведра за время между окончанием выпадения осадков и сроком измерения, а также ошибки прибора, связанные с влиянием ветра, что особенно сильно сказывается на точности измерения твердых осадков.

В наблюдениях за атмосферными осадками также присутствуют по крайней мере два крупных нарушения их однородности (Климатология, 1989).

Первое – в 30-е гг. XX столетия многие станции переносились на открытое место, репрезентативное для большей части метеорологических величин, но не для осадков, особенно твердых (на открытой местности происходит наиболее интенсивное выдувание снега из осадкомерного ведра, что приводит к занижению количества осадков холодного периода).

Второе – в начале 1950-х гг. на сети метеорологических станций был осуществлен переход к новому прибору измерения осадков – осадкомеру с защитой Третьякова, который заменил дождемер с защитой Нифера. Измерение осадков с помощью осадкомера с защитой Третьякова уменьшило, но не устранило полностью недоучет количества осадков. Следует отметить, что, несмотря на предпринятые меры, полностью устранить влияние нарушения однородности не удалось (Урманова, 1996).

Далее рассмотрим особенности режима количества осадков на территории Удмуртской Республики.

3.4.1. Среднее количество осадков

В среднем по республике многолетняя годовая сумма осадков в настоящее время (1966–2004 гг.) составляет 574 мм, за гидрологический год (ноябрь – октябрь) – 572 мм. В теплый период (апрель – октябрь) в среднем выпадает 397 мм, что более чем в два раза превосходит осадки холодного периода (ноябрь – март) – 176 мм. Хорошо выраженный годовой ход прослеживается также по средним месячным суммам осадков. Минимумы наблюдаются в феврале – марте и изменяются в пределах от 22 (Дебесы) до 34 мм (Можга). Максимумы же имеют место в июне или в июле и колеблются от 62 (Воткинск) до 77 мм (Можга) (табл. 3.41).

Таблица 3.41

Средние многолетние значения месячных, сезонных и годовых сумм атмосферных осадков, мм

Станции	Месяцы												Год	Тепл.	Хол.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Глазов	34	24	24	32	46	74	72	61	63	62	44	34	570	411	158
Дебесы	33	24	22	31	47	67	75	62	63	54	41	31	551	400	150
Игра	40	28	29	33	49	68	71	63	66	61	50	40	597	410	188
Селты	33	25	26	30	43	63	74	61	60	59	45	32	550	389	160
Воткинск	42	30	27	30	46	60	62	59	59	58	52	41	567	375	192
Ижевск	32	25	23	29	43	61	64	63	53	54	43	31	522	367	152
Сарапул	41	31	26	31	47	63	62	73	57	57	50	41	580	389	188
Можга	46	35	34	39	50	77	72	62	67	66	59	48	653	432	220
Среднее	38	28	26	32	46	67	69	63	61	59	48	37	574	397	176
Максимум	46	35	34	39	50	77	75	73	67	66	59	48	653	432	220
Минимум	32	24	22	29	43	60	62	59	53	54	41	31	522	367	150

Являясь результатом взаимодействия атмосферных циркуляционных процессов различного масштаба, атмосферные осадки, кроме того, существенно зависят от высоты, формы и ориентации рельефа местности, наличия на территории крупных лесных массивов, водоемов, речных долин и т.п. Поэтому распределение атмосферных осадков, как во времени, так и в пространстве характеризуется значительной неоднородностью.

Имеющихся в распоряжении авторов метеорологические данные лишь с 8 станций Удмуртии за период с 1966 по 2004 г. явно недостаточно для того, чтобы полно характеризовать распределение осадков по исследуемой территории. В целях хотя бы частичного устранения этого недостатка для указанных станций были рассчитаны отношения средних многолетних сумм осадков за периоды 1966 – 2004 гг. и до 1966 г., последние были взяты из (Справочник ..., 1968). Далее была произведена интерполяция полученных отношений по территории области и прилегающим к ней районам для 81 метеорологической станции и поста. Поскольку для этих пунктов имеются данные о суммах атмосферных осадков до 1966 г., то в предположении, что для большинства из них местные условия, влияющие на осадки, существенно не изменились, по этим данным и полученным отношениям были вычислены суммы осадков за период 1966 – 2004 гг. Затем были построены карты–схемы распределения по территории республики сумм осадков за год, холодный (ноябрь – март) и теплый (апрель – октябрь) периоды.

Наибольшее количество атмосферных осадков в среднем за год наблюдается в районе Можги – 653 мм, а также в северной части республики, где оно превосходит 600 мм, за исключением районов Глазов – Балезино и Дебесы, здесь средние годовые суммы осадков менее 570 мм. В центральной части Удмуртии (Ижевск – Ува – Селты) среднее годовое количество осадков наименьшее и не превышает 560 мм. Причем минимальное количество осадков за год выпадает в Ижевске – 522 мм. Невелико годовое количество осадков и на юго-западе республики, где оно не превышает 550 мм (рис. 3.7).

В холодный период, когда осадки выпадают в основном в виде снега и их количество, как уже упоминалось, существенно меньше, чем в теплый, основные черты распределения сумм осадков сохраняются (рис.3.8). В этот сезон более четко выражена полосная структура распределения сумм осадков по территории Удмуртии. На юго-западе они не превышают 170 мм, далее при движении на север и северо-восток суммы осадков увеличиваются в районе Можга – Вавож до значений более 200 мм. В центральной части территории средние суммы осадков уменьшаются до величин менее 170 мм, а на северо-западе и востоке Удмуртии они превышают 190 мм. Еще одна область, характеризующаяся суммой осадков менее 170 мм, располагается в районе Дебесы – Балезино – Глазов. В среднем за период ноябрь – март наибольшее количество осадков выпадает в Можге – 220 мм, а наименьшее в Дебесах и Ижевске – 150 и 152 мм соответственно.

Теплый период, по сравнению с холодным, дает наибольший вклад в годовые суммы осадков, поэтому основные области максимумов и минимумов в этом сезоне сохраняются (рис. 3.9). Однако наибольшее количество осадков в теплый период (более 420 мм) выпадает на крайнем севере Удмуртии. Максимум в районе Можги сохраняется, но среднее количество выпадающих здесь осадков несколько меньше. Минимальные суммы осадков, как и в холодный период, наблюдаются в центральной части республики (Ижевск – 367 мм) и на крайнем юге и юго-западе, где они не превышают 370 мм за сезон.

3.4.2. Временная изменчивость количества осадков

Временная изменчивость, характеризующаяся значением среднего квадратического отклонения (σ), так же как и средние месячные суммы осадков, имеет хорошо выраженный годовой ход, с минимумом в феврале (14 мм) и максимумом в июле (38 мм) (табл. 3.42). Количество атмосферных осадков более полно характеризует изменчивость коэффициента вариации, поскольку он представляет собой отношение σ к среднему значению, выраженное в процентах. В среднем для Удмуртии коэффициент вариации сумм осадков в течение года меняется от минимума в декабре (48%) до максимума в апреле (67%) (табл. 3.43).

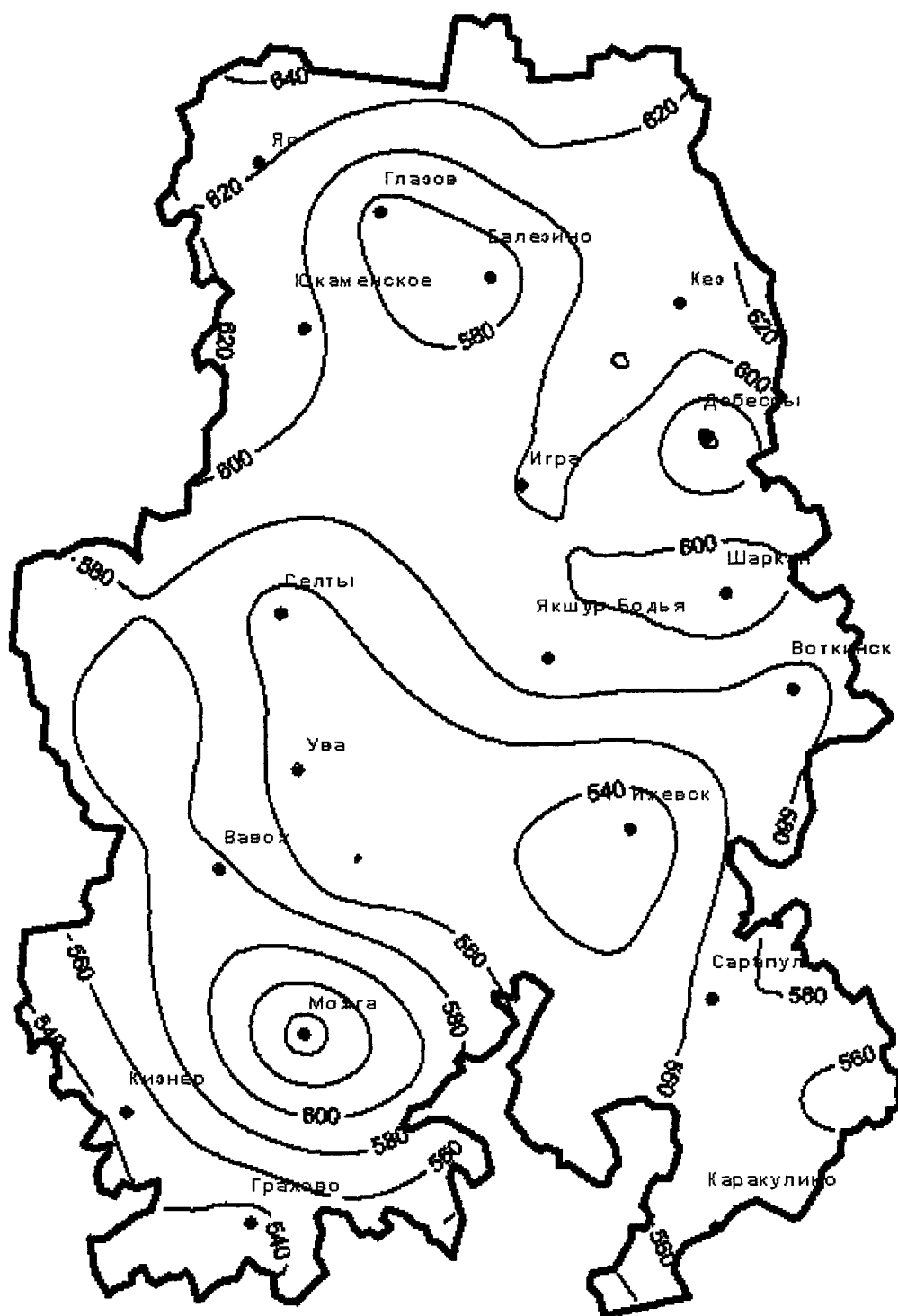


Рис. 3.7. Среднее годовое количество осадков, мм

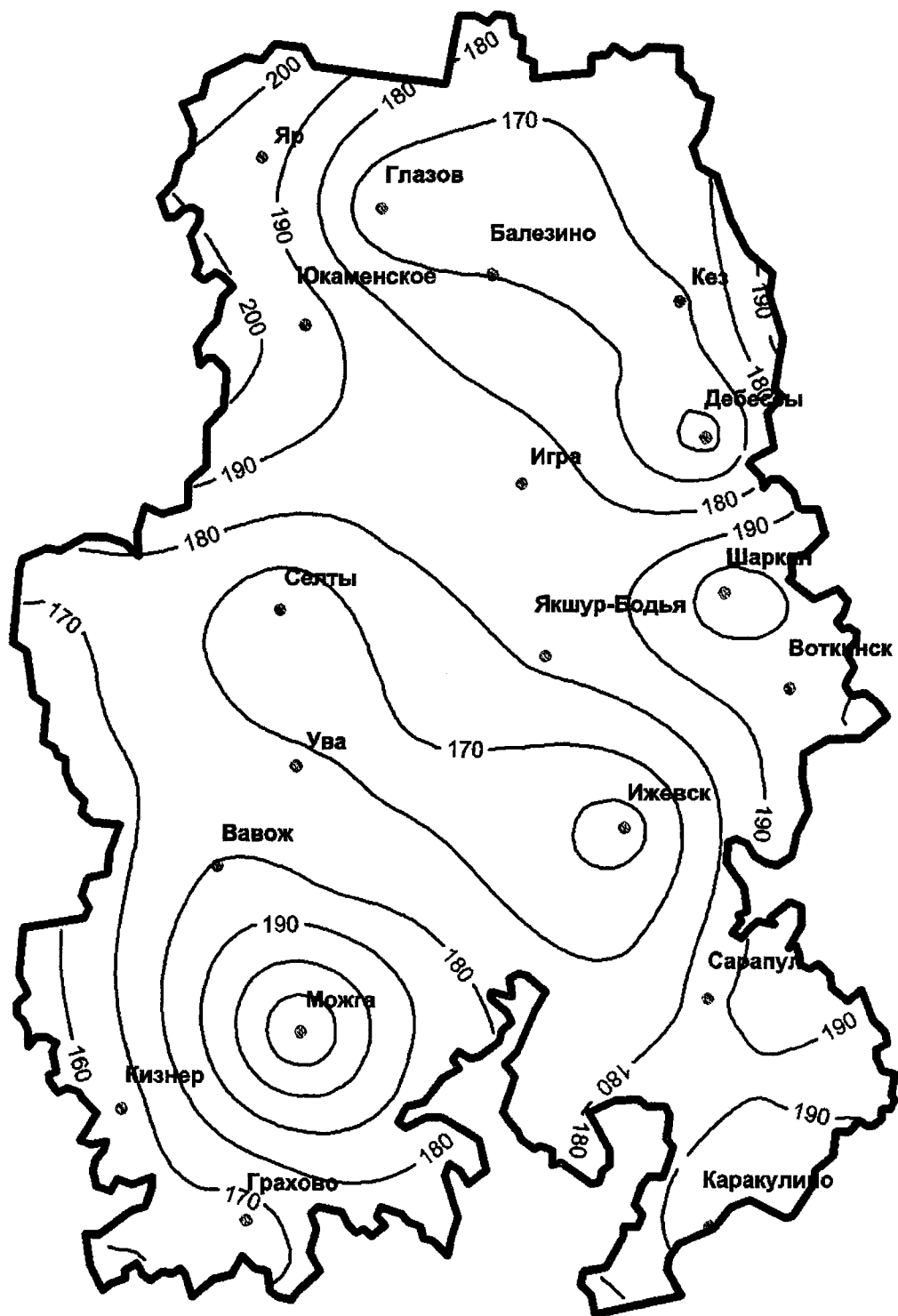


Рис. 3.8. Среднее количество осадков за холодный период, мм

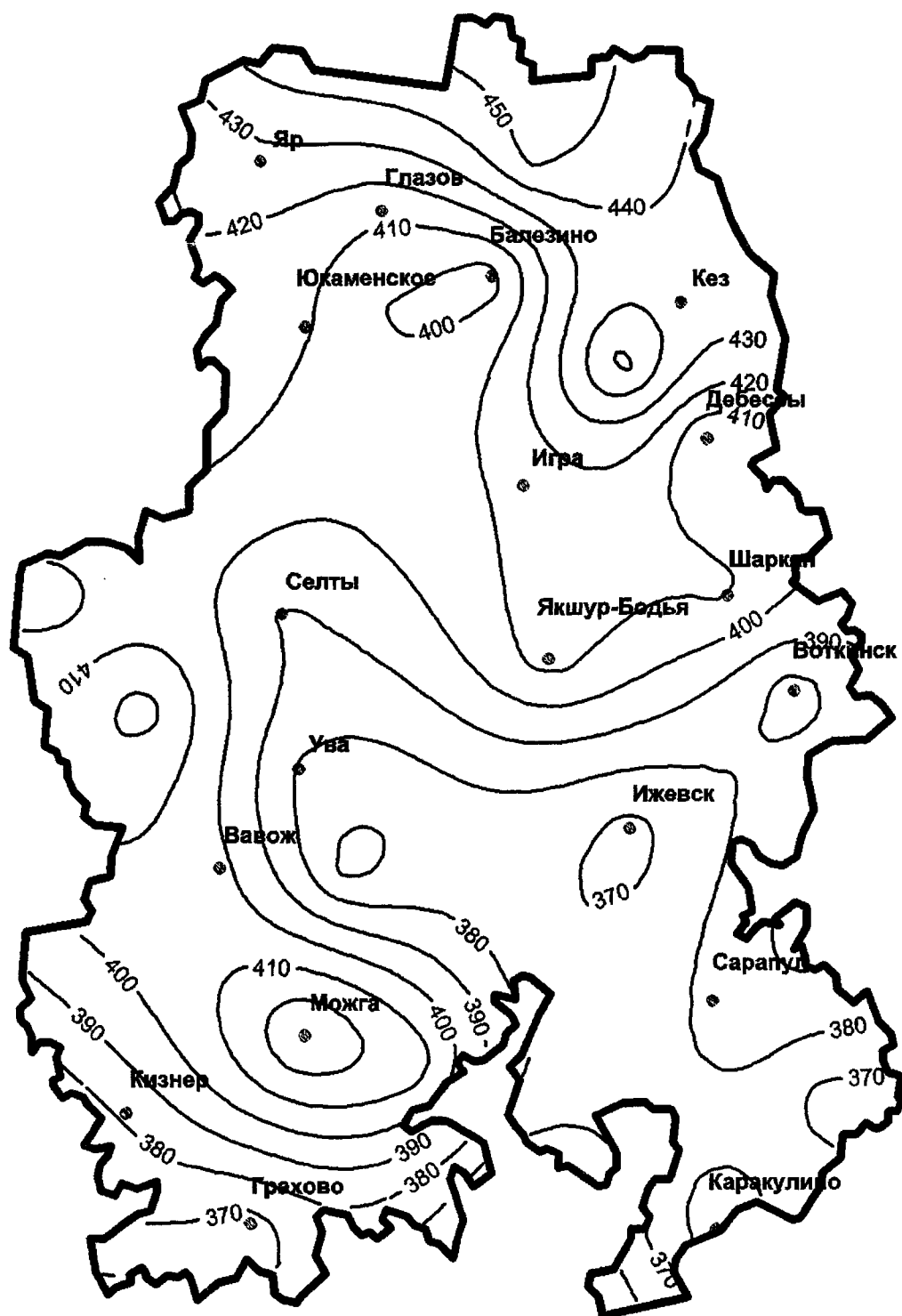


Рис. 3.9. Среднее количество осадков за теплый период, мм

Таблица 3.42

**Средние квадратические отклонения месячных, сезонных
и годовых сумм атмосферных осадков, мм**

Станции	Месяцы												Год	Тепл.	Хол.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Глазов	14	10	14	21	21	33	46	31	29	27	19	15	74	72	29
Дебесы	14	10	14	18	23	33	33	29	34	22	17	14	78	66	35
Игра	17	13	16	21	27	30	43	31	33	24	21	16	94	74	38
Селты	14	12	16	20	23	31	45	31	30	25	20	14	88	74	35
Воткинск	20	15	16	19	29	31	36	32	31	26	23	19	114	87	50
Ижевск	16	16	15	16	27	31	35	40	31	26	19	17	95	83	47
Сарапул	17	17	16	19	26	32	30	47	32	24	22	20	99	90	44
Можга	19	17	21	20	30	43	34	36	35	29	25	23	105	86	50
Среднее	16	14	16	19	26	33	38	35	32	25	21	17	94	79	41
Максимум	20	17	21	21	30	43	46	47	35	29	25	23	114	90	50
Минимум	14	10	14	16	21	30	30	29	29	22	17	14	74	66	29

Таблица 3.43

**Коэффициенты вариации месячных, сезонных
и годовых сумм атмосферных осадков, %**

Станции	Месяцы												Год	Тепл.	Хол.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Глазов	41	42	57	65	46	44	63	51	46	43	44	44	13	17	18
Дебесы	42	42	64	57	49	49	44	47	54	40	41	44	14	17	23
Игра	42	47	55	61	56	45	60	49	51	39	41	41	16	18	20
Селты	42	47	61	66	53	49	62	50	51	43	43	45	16	19	22
Воткинск	48	50	58	63	63	52	58	54	52	44	45	47	20	23	26
Ижевск	49	62	66	55	63	51	55	64	58	47	45	53	18	22	31
Сарапул	40	53	61	59	55	51	49	64	57	42	43	49	17	23	24
Можга	40	49	62	53	61	56	47	58	53	45	41	48	16	20	23
Среднее	43	49	61	60	56	50	55	55	53	43	43	46	16	20	23
Максимум	49	62	66	66	63	56	63	64	58	47	45	53	20	23	31
Минимум	40	42	55	53	46	44	44	47	46	39	41	41	13	17	18

По территории Удмуртии значения коэффициента вариации распределяются следующим образом. Наименьшая изменчивость сумм осадков наблюдается на севере республики. Значения коэффициента вариации в Глазове, Дебесах и Игре составляют для средних годовых сумм осадков 13 – 16%, для сумм осадков холодного периода 18 – 23%, а для теплого – 17 – 18% соответственно. На остальной территории изменчивость несколько выше, за исключением района Можги. Наибольшей изменчивостью характеризуется режим осадков в районе Воткинск – Ижевск – Сарапул. Здесь значения коэффициента вариации изменяются в следующих пределах: для средних годовых сумм осадков от 17% в Сарапуле до 20% в Воткинске, для сумм осадков холодного периода от 24% в Сарапуле до 31% в Ижевске и для сумм осадков теплого сезона эти значения составляют 22 – 23%.

3.5. Климатические ресурсы тепла и влаги

Агроклиматические ресурсы – совокупность агроклиматических условий, определяющих величину получаемой сельскохозяйственной продукции на конкретной территории (Толковый

словарь, 2002). Их влияние на объекты и процессы сельскохозяйственного производства, в особенности на формирование продуктивности культурных растений, обуславливает в значительной мере размер урожая, качество продукции, ее стоимость, производительность труда. Изучение закономерностей формирования урожая культурных растений возможно лишь на основе количественной оценки метеорологических факторов, главными из которых являются свет, тепло, влага (Руководящий документ, 2000).

3.5.1. Показатели термических условий и увлажнения вегетационного периода

Для сельскохозяйственной оценки термических ресурсов климата Г.Т. Селяниновым предложены суммы активных температур. Суммы температур используются как показатель, характеризующий количество тепла за определенный период. Они служат показателем обеспеченности теплом периода активной вегетации сельскохозяйственных культур в умеренном поясе. Суммы активных температур складываются из средних суточных температур равных 10°C и более (Чирков, 1986).

Для выражения потребности растений в тепле применяются также суммы эффективных температур. Это суммы средних суточных температур, отсчитанных от биологического минимума, при которых развиваются растения данной культуры. Биологические минимумы температуры развития для различных растений неодинаковы: для яровой пшеницы принята температура 5°C, для кукурузы 10°C. Суммы активных и эффективных температур имеют экологическое значение, выражая связь растений со средой обитания (атмосфера-гидросфера-литосфера).

Климатические сезоны обычно выделяются по переходу средней суточной температуры воздуха через определенные пределы 0, 5, 10, 15°C. Температурной границей между теплым и холодным периодами года считается 0°C весной и осенью. Для каждого года даты перехода средней суточной температуры через заданные пределы определялись по суточным данным. За дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0, 5, 10, 15°C весной принимается первый день периода, сумма положительных отклонений от нормы которого превышает сумму отрицательных отклонений любого из последующих периодов с отрицательными отклонениями. За дату устойчивого перехода температуры воздуха через 15, 10, 5, 0°C осенью принимается первый день периода, сумма отрицательных отклонений которого превышает сумму положительных отклонений любого из последующих периодов с положительными отклонениями.

Продолжительность периодов с температурой выше указанных пределов для теплого периода вычислялась путем подсчета числа дней соответственно выше 5, 10 и 15°C. При подсчете дата перехода температуры весной учитывается, а дата перехода осенью в подсчет не входит.

Для оценки условий увлажнения используется гидротермический коэффициент ГТК (Г.Т. Селянинова)

$$ГТК = \frac{\sum r}{\sum t} \cdot 10, \quad (3.5.1)$$

где $\sum r$ - сумма осадков за вегетационный период (мм), $\sum t$ - сумма активных температур за тот же период. Величина ГТК= 1.0 указывает на сбалансированность прихода и расхода влаги; $0,5 \leq ГТК \leq 1$ – засушливо, недостаточно влажно; $ГТК < 0,5$ – очень засушливо; $ГТК > 1,0$ – избыточно влажно.

Особенности проявления атмосферных засух определяются по индексу засушливости Д.А. Педя (Si), рассчитанному по месячным значениям температура воздуха и осадков:

$$Si = \frac{\Delta t}{\sigma_t} - \frac{\Delta r}{\sigma_r}, \quad (3.5.2)$$

где Δt , Δr - отклонения температуры воздуха и суммы осадков от нормы, σ - среднеквадратическое отклонение.

Степень интенсивности засухи или избыточного увлажнения оценивается по индексу Si исходя из следующих критериев:

- Si = 1,0-2,0 – слабая засуха;
- Si = 2,0 – 3,0 – средняя засуха;
- Si \geq 3,0 – сильная засуха;
- Si = -1,0 + 1,0 – нормальные условия увлажнения;
- Si = -1,0 – -2,0 – слабое избыточное увлажнение;
- Si = -2,0 – -3,0 – среднее избыточное увлажнение;
- Si \leq -3,0 – сильное избыточное увлажнение.

3.5.2. Термические ресурсы и продолжительность вегетационного периода

Одним из главных факторов, определяющих основные жизненные функции растительности, является тепло. Вегетация растений начинается с даты, когда средняя суточная температура устойчиво переходит через $+5^{\circ}\text{C}$ (биологический минимум основных сельскохозяйственных культур умеренных широт). Чем выше температура воздуха, тем динамичнее происходит развитие растений. Повышение температуры оказывает положительное влияние на рост до определенного предела. Для конкретной фазы развития растения различают оптимальные температуры, а также экстремальные, при которых возможно гибель или прекращение вегетации растений.

В температурном режиме территории выделяются холодный и теплый периоды и связанные с ними периоды вегетации и покоя растений. Сроки устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C делят на теплый и холодный периоды, а сроки перехода через $+5^{\circ}\text{C}$ приняты за начало и конец вегетационного периода.

Средние даты устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C наблюдаются весной 1-5 апреля, с выраженной зональностью с юга (Можга) на север (Глазов), осенью — 23-28 октября (Можга – Глазов).

Средняя продолжительность периода со среднесуточной температурой воздуха выше 0°C 210 дней (Можга) – 204 дня (Глазов). Ранние даты перехода через 0°C весной отмечены 16 марта 1990 г. (Можга), 20 марта 1995 г. (Глазов, Игра); поздние даты — 23-25 апреля 1979 г. по всей территории. Диапазон изменения дат перехода через 0°C составляет около месяца (табл. 3.44). Осенью ранние даты конца периода перехода 0°C приходятся на 10 – 12 октября, кроме Ижевска (7 октября 1976 г.), поздние даты — 16-24 ноября.

Анализ средних и крайних дат перехода температуры воздуха через 0°C показывает их небольшую изменчивость по территории, что определяется циркуляционными условиями, орографией.

Средние даты начала периода с устойчивой средней суточной температурой воздуха выше $+5^{\circ}\text{C}$ отмечаются по республике 20-25 апреля (табл. 3.45). Средняя продолжительность периода составляет 161-170 дней. Весной ранние даты начала периода с температурой воздуха выше $+5^{\circ}\text{C}$ наблюдаются 27-31 марта, на севере — 6 апреля (Дебесы, Глазов); поздние — 4-7 мая, на севере — 10 мая. Осенью ранние даты конца периода с температурой воздуха выше $+5^{\circ}\text{C}$ отмечаются 14-18 сентября, поздние — 23-26 октября.

Средние даты перехода температуры воздуха через $+10^{\circ}\text{C}$ наблюдаются на большей части территории 6-10 мая (табл. 3.46) и только на севере 13-15 мая (Дебесы, Глазов). Ранние сроки начала периода активной вегетации растений отмечаются 10 апреля 1995 г. (Можга, Сарапул, Ижевск, Воткинск), 16 апреля 1995 г. (Селты, Игра), 23 апреля (Дебесы, Глазов). Ранние даты конца периода приходятся повсеместно на 24-25 августа. Поздние даты со средней суточной температурой воздуха выше -10°C отмечаются весной — 31 мая (Сарапул), 13 июня (Глазов); осенью — 16 октября 1974 г. (Можга, Сарапул, Ижевск), 30 сентября – 1 октября (Дебесы, Глазов). Средняя продолжительность периода активной вегетации растений 130-136 дней (Воткинск, Сарапул), 119-123 дней (Глазов, Дебесы, Игра).

Средние даты начала периода со средней суточной температурой воздуха выше $+15^{\circ}\text{C}$ (табл. 3.47) наблюдаются 1-4 июня (Сарапул, Ижевск, Воткинск), 9-10 июня (Игра, Дебесы, Глазов); конца периода 11-12 августа (Дебесы, Глазов) и 17 -22 августа (Сарапул, Ижевск, Воткинск). Средняя продолжительность периода 64-65 дней (Игра, Дебесы, Глазов), 75-83 дня (Воткинск, Ижевск, Сарапул). Ранние даты начала периода отмечаются 9-12 мая 1977 г., поздние — 26-27 июня 1979, 1983 гг. Ранние даты окончания периода со средней суточной температурой воздуха выше $+15^{\circ}\text{C}$ приходятся на 30 июня 1986 г., поздние — на 11-12 сентября 1995 г.

Показателями количества тепла, необходимого для развития растений, являются суммы активных и эффективных температур (табл. 3.48). Суммы эффективных температур выше $+5^{\circ}\text{C}$ изменяются в пределах от $1460-1560^{\circ}\text{C}$ (Можга, Ижевск, Воткинск, Сарапул) до $1310-1430^{\circ}\text{C}$ (Глазов, Дебесы, Игра, Селты). Суммы эффективных температур выше $+10^{\circ}\text{C}$ равна $710-790^{\circ}\text{C}$ (Воткинск, Ижевск, Сарапул) и $680-600^{\circ}\text{C}$ (Селты, Можга, Игра, Дебесы, Глазов).

Потребность растений в тепле, выраженная суммой активных температур, рассчитана в настоящее время для всех культурных растений. В зависимости от скороспелости сорта она находится в пределах $900-1300^{\circ}\text{C}$ для льна, $1300-1700^{\circ}\text{C}$ для яровой и озимой пшеницы, $2100-2900^{\circ}\text{C}$ для кукурузы, $1600-2300^{\circ}\text{C}$ для подсолнечника (Павлова, 1984).

Таблица 3.44

Средние, ранние, поздние даты начала и конца периода со среднесуточной температурой воздуха выше 0°C

Станции	Начало периода	Конец периода	Продолжи- тельность	Начало периода		Конец периода	
				Ранние	Поздние	Ранние	Поздние
Можга	2.04	28.10	210	16.03.1990	23.04.1979	12.10.1975	24.11.1996
Сарапул	3.04	26.10	207	19.03.1983	24.04.1979	12.10.1975	16.11.2004
Ижевск	1.04	25.10	208	19.03.1983	25.04.1979	7.10.1976	16.11.2004
Воткинск	3.04	25.10	206	14.03.1975	24.04.1979	12.10.1990	21.11.2004
Селты	3.04	25.10	206	19.03.1983	23.04.1979	10.10.1966	19.11.1967
Игра	3.04	24.10	204	20.03.1995	24.04.1979	10.10.1966	21.11.2004
Дебесы	5.04	23.10	203	19.03.1983	24.04.1979	10.10.1966	16.11.2004
Глазов	4.04	23.10	204	20.03.1995	25.04.1979	11.10.1969	16.11.2004

Таблица 3.45

Средние, ранние, поздние даты начала и конца периода со среднесуточной температурой воздуха выше 5°C

Станции	Начало периода	Конец периода	Продолжи- тельность	Начало периода		Конец периода	
				Ранние	Поздние	Ранние	Поздние
Можга	20.04	4.10	168	30.03.1983	4.05.1984	18.09.1977	23.10.1991
Сарапул	20.04	5.10	170	31.03.1983	4.05.1984	18.09.1977	26.10.1981
Ижевск	20.04	3.10	167	31.03.1983	4.05.1984	18.09.1976	23.10.1991
Воткинск	21.04	3.10	167	31.03.1983	7.05.1969	16.09.1986	23.10.1991
Селты	20.04	3.10	167	30.03.1983	4.05.1984	14.09.1973	23.10.1991
Игра	22.04	1.10	163	27.03.1983	10.05.1971	14.09.1973	23.10.1991
Дебесы	25.04	2.10	161	6.04.1975	10.05.1971	14.09.1973	23.10.1991
Глазов	24.04	1.10	161	6.04.1975	10.05.1971	14.09.1973	23.10.1991

Таблица 3.46

Средние, ранние, поздние даты начала и конца периода со среднесуточной температурой воздуха выше 10°C

Станции	Начало периода	Конец периода	Продолжи- тельность	Начало периода		Конец периода	
				Ранние	Поздние	Ранние	Поздние
Можга	8.05	17.09	132	10.04.1995	7.06.1978	25.08.1973	16.10.1974
Сарапул	6.05	18.09	136	10.04.1995	31.05.2002	25.08.1973	16.10.1974
Ижевск	8.05	16.09	131	10.04.1995	3.06.1969	25.08.1973	16.10.1974
Воткинск	9.05	16.09	130	10.04.1995	8.06.1985	25.08.1973	12.10.2003
Селты	10.05	15.09	129	16.04.1995	8.06.1985	25.08.1973	12.10.2003
Игра	12.05	11.09	123	16.04.1995	8.06.1985	24.08.1983	8.10.1974
Дебесы	13.05	10.09	122	23.04.2001	9.06.1985	24.08.1983	30.09.2004
Глазов	15.05	10.09	119	23.04.1967	13.06.1982	24.08.1987	1.10.1995

Таблица 3.47

Средние, ранние, поздние даты начала и конца периода со среднесуточной температурой воздуха выше 15°C

Станции	Начало периода	Конец периода	Продолжи- тельность	Начало периода		Конец периода	
				Ранние	Поздние	Ранние	Поздние
Можга	6.06	16.08	72	12.05.1977	26.06.1979	30.06.1986	12.09.1995
Сарапул	1.06	22.08	83	9.05.1977	26.06.1979	30.06.1986	12.09.1995
Ижевск	4.06	17.08	76	9.05.1977	26.06.1979	30.06.1986	12.09.1995
Воткинск	4.06	17.08	75	12.05.1977	26.06.1979	30.06.1986	12.09.1995
Селты	6.06	15.08	71	12.05.1977	26.06.1979	30.06.1986	11.09.1995
Игра	9.06	12.08	65	12.05.1977	27.06.1979	30.06.1986	11.09.1995
Дебесы	10.06	11.08	64	13.05.1977	26.06.1983	30.06.1986	11.09.1995
Глазов	9.06	12.08	65	12.05.1977	27.06.1983	30.06.1986	11.09.1995

Ресурсы тепла и влаги

Станции	Сумма активных температур	Сумма эффект.т-р выше		Осадки, мм				Гидротермический коэффициент			
		5° С	10°С	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII
Можга	2050	1460	680	51	76	71	62	0.7	1.2	1.2	1.2
Сарапул	2170	1560	790	48	62	60	73	0.6	0.9	1.0	1.0
Ижевск	2070	1480	720	44	61	64	63	0.6	1.0	1.0	1.1
Воткинск	2060	1490	710	47	59	61	59	0.7	1.0	1.0	1.0
Селты	1980	1430	680	43	62	73	61	0.7	1.0	1.1	1.1
Игра	1850	1350	620	50	68	69	63	0.8	1.1	1.2	1.2
Дебесы	1830	1330	610	48	67	74	60	0.8	1.1	1.2	1.2
Глазов	1800	1310	600	46	74	72	61	0.8	1.2	1.2	1.2

Термические ресурсы территории и требования сельскохозяйственных культур к теплу выражают в суммах средних суточных температур воздуха за период с температурой выше +10°С (табл. 3.48). Суммы активных температур изменяются от 2170-2050°С (Сарапул, Ижевск, Воткинск, Можга) до 1980-1800°С (Селты, Игра, Дебесы, Глазов)

3.5.3. Ресурсы влаги

Основным источником влаги являются атмосферные осадки. Количество и распределение их по территории республики зависит от преобладающего направления перемещения масс воздуха, содержащих влагу, а также от физико-географических особенностей. Наиболее благоприятны обложные дожди, которые выпадают сравнительно равномерно и хорошо впитываются почвой. Ливневые осадки кратковременны и интенсивны. При этом почва не успевает впитывать воду, которая быстро стекает в пониженные места; потоком вода смывает почву со склонов и слабо укоренившиеся растения (водная эрозия почвы).

В период активной вегетации растений (май-август) выявляется большая изменчивость количества выпавших осадков по территории Удмуртии от 43-51 мм в мае до 73-76 мм в июне-августе (табл. 3.48).

В период активной вегетации растений осадки распределяются следующим образом: в мае 43 мм (Селты) – 51 мм (Можга), в июне 59 мм (Воткинск) – 76 мм (Можга), в июле 61 мм (Воткинск) – 74 мм (Дебесы), в августе 59 мм (Воткинск) – 73 мм (Сарапул). Наибольшее количество осадков, выпадающих за май – август 260 мм (Можга), наименьшее 226 мм (Воткинск).

Оценку увлажнения по сумме летних осадков можно выполнить с помощью следующих показателей: если в месяц выпадает осадков 30 мм и меньше, то увлажнение недостаточное, при 40-50 мм – умеренно увлажненное, при осадках 60-70 мм – достаточное увлажнение. Существенными показателями являются период выпадения осадков и их интенсивность. При интенсивных осадках (ливнях) большая часть осадков стекает, и только незначительная часть усваивается растениями.

Потребность растений во влаге в различные фазы развития неодинакова. Наибольшая потребность растений во влаге отмечается в период интенсивного роста вегетационной массы и репродуктивных органов. Для ранних зерновых культур важное значение имеют осадки первой половины лета, а для поздних пропашных культур – второй половины лета.

Количество осадков недостаточно полно характеризует влагообеспеченность республики. В качестве показателя условий увлажнения вегетационного периода используется гидротермический коэффициент.

Гидротермический коэффициент показывает, что при одном и том же количестве осадков степень влагообеспеченности растений зависит от температуры воздуха: чем выше температура воздуха и выше непродуктивный расход влаги на испарение, тем меньше влагообеспеченность растений. Условия увлажнения характеризуются как засушливые по всей территории республики в мае, 0,6-0,8; избыточное увлажнение отмечается в июне – августе (Можга, Игра, Дебесы, Глазов) – 1,1 – 1,2, кроме Сарапула и Воткинска, где ГТК = 0,9 – 1,0 (недостаточно влажно).

Повторяемость атмосферных засух по ГТК (табл. 3.49) по республике позволяет выявить следующие особенности:

1) очень засушливо ($ГТК \leq 0,5$):

- в мае от 31,6 % (Глазов) до 51,3 % (Ижевск),
- в июне от 10,5 % (Глазов, Дебесы, Игра) до 28,2 % (Сарапул),
- в июле от 5,3 % (Селты) до 13,2 % (Воткинск),
- в августе от 2,6% (Можга, Воткинск) до 7,7 % (Сарапул);

2) засушливо, недостаточно влажно ($0,5 \leq ГТК \leq 1$):

- в мае от 26,3% (Дебесы) до 47,4% (Селты),
- в июне от 21,1% (Глазов, Можга) до 42,1% (Дебесы),
- в июле от 18,4% (Можга) до 46,2 % (Сарапул),
- в августе от 21,1 % (Дебесы) до 51,3 % (Ижевск);

3) избыточное увлажнение ($ГТК > 1,0$):

- в мае от 13,2% (Селты) до 28,9% (Дебесы, Глазов),
- в июне от 41,0% (Ижевск) до 68,4 % (Глазов),
- в июле от 43,6 % (Сарапул) до 65,8 % (Дебесы),
- в августе от 43,6 % (Ижевск) до 76,3 % (Дебесы).

Период активной вегетации растений характеризуется преобладанием в мае засушливых условий, в июне - августе – умеренного и избыточного увлажнения.

Повторяемость условий нормального увлажнения по индексу Д.А. Педя (табл. 3.50) составляет:

- в мае от 36,8% (Ижевск) до 59,5 % (Глазов);
- в июне от 50,0 % (Воткинск, Селты) до 57,9 % (Сарапул, Дебесы);
- в июле от 41,0 % (Ижевск) до 60,5 % (Сарапул);
- в августе от 53,8% (Ижевск), до 65,8% (Сарапул, Глазов).

Повторяемости периодов с засухой и избыточным увлажнением сопоставимы и составляют 3-5% в каждом из месяцев теплого периода (май – август).

Сильная засуха наблюдалась в мае – сентябре 1972 г. на всей территории Удмуртии.

3.6. Радиационный режим

Наряду с временной структурой рядов солнечной радиации, позволяющей получить средние и вероятностные суммы радиации, большое значение имеет также пространственная структура. Исследования пространственной структуры рядов солнечной радиации необходимы для определения радиационных характеристик в пунктах, где не проводятся актинометрические наблюдения, для расчета средних по площадям, для решения вопроса об автоматическом контроле качества наблюдений.

3.6.1. Продолжительность солнечного сияния

Важной климатической характеристикой является солнечное сияние, его фактическая (при данных условиях облачности) и возможная (при ясном небе) продолжительность. Особенности атмосферной циркуляции и связанной с ней облачности приводят к нарушениям в широтном распределении характеристик солнечного сияния.

Основной характеристикой солнечного сияния является суммарное число часов с солнечным сиянием, или его продолжительность.

Продолжительность солнечного сияния в основном зависит от длины дня, то есть широты места, и возрастает с севера на юг. Однако широтное распределение этой характеристики часто нарушается влиянием облачного покрова, обусловленного особенностями атмосферной циркуляции, и местными условиями, существенное влияние также оказывают условия расположения метеорологических площадок. Уменьшение продолжительности солнечного сияния отмечается в городах из-за наличия большого количества пыли и дыма в атмосфере, а также вследствие большой защищенности горизонта городскими постройками.

Для оценки географического распределения месячных и годовых сумм продолжительности солнечного сияния авторами (Переведенцев, Николаев, 2002) были построены 13 карт распределения этой величины по территории Среднего Поволжья, в основу которых были положены среднемесячные значения продолжительности солнечного сияния по 37 станциям (Справочник ..., 1966). На годовой карте изолинии проведены через 50 часов, на месячных – через 5.

Таблица 3.49

Повторяемость(%) атмосферных условий увлажнения по ГТК:
1 – очень засушливо, 2 – засушливо, 3 – избыточно влажно

Станции	Май			Июнь			Июль			Август		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Можга	36.8	44.7	18.4	18.4	21.1	60.5	10.5	18.4	71.1	2.6	28.9	68.4
Сарапул	43.6	38.5	17.9	28.2	28.2	43.6	10.7	46.2	43.6	7.7	41.0	51.3
Ижевск	51.3	30.8	17.9	20.5	38.5	41.0	10.3	43.6	46.2	5.1	51.3	43.6
Воткинск	42.1	36.8	21.1	23.7	34.2	42.1	13.2	39.5	47.4	2.6	50.0	47.4
Селты	39.5	47.4	13.2	21.1	36.8	42.1	5.3	42.1	52.6	0.0	44.7	55.3
Игра	36.8	42.1	21.1	10.5	39.5	50.0	7.9	28.9	63.2	5.3	28.9	65.8
Дебесы	44.7	26.3	28.9	10.5	42.1	47.4	7.9	26.3	65.8	2.6	21.1	76.3
Глазов	31.6	39.5	28.9	10.5	21.1	68.4	0.0	36.8	63.2	0.0	42.1	57.9

Таблица 3.50

Повторяемость(%) атмосферных условий увлажнения по индексу Д.А. Педя:
1 – средняя засуха, 2 – нормальное увлажнение, 3 – избыточное увлажнение

Станции	Май			Июнь			Июль			Август		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Можга	5.4	37.8	0.0	13.2	55.3	0.0	7.9	52.6	0.0	7.9	57.9	0.0
Сарапул	2.7	37.8	2.7	7.9	57.9	0.0	2.6	60.5	2.6	7.9	65.8	2.6
Ижевск	2.6	36.8	0.0	12.8	51.3	0.0	5.1	41.0	0.0	5.1	53.8	2.6
Воткинск	0.0	43.2	5.4	10.5	50.0	0.0	5.3	50.0	2.6	10.5	60.5	2.6
Селты	2.7	51.4	0.0	7.9	50.0	0.0	2.6	57.9	2.6	7.9	60.5	0.0
Игра	5.4	51.4	5.4	2.6	50.0	0.0	5.3	44.7	0.0	7.9	60.5	0.0
Дебесы	5.4	54.1	2.7	10.5	57.9	0.0	5.3	52.6	0.0	5.4	62.2	0.0
Глазов	5.4	59.5	2.7	13.2	52.6	0.0	2.6	55.3	2.6	7.9	65.8	2.6

На рассматриваемой территории увеличение числа часов солнечного сияния происходит с северо-запада на юго-восток. Если на северо-западе продолжительности солнечного сияния за год составляет 1600 ч (рис. 3.10), то на юго-востоке она достигает 1950-2000 ч. Уменьшение продолжительности солнечного сияния обусловлено в основном большей повторяемостью пасмурного состояния неба. Наибольшее число часов с солнечным сиянием отмечается в июне - июле, наименьшее — в декабре.

В январе (рис. 3.11) на территории Удмуртии наблюдается в среднем широтное распределение продолжительности солнечного сияния, его значения убывают по мере продвижения с юга на север территории. В северо-западной части района месячные значения продолжительности солнечного сияния наименьшие — 36-38 ч. Наибольшие значения наблюдаются на юго-востоке территории — 43-45 ч.

Резкое возрастание числа часов с солнечным сиянием наблюдается в период от февраля к марту, что обусловлено как уменьшением продолжительности дня, так и значительным уменьшением весной повторяемости пасмурных дней. В северо-западных районах число часов с солнечным сиянием в феврале составляет 70-72, в марте - 120-125. Почти в 2 раза увеличивается продолжительность солнечного сияния в марте по сравнению с февралем, а также и в других районах рассматриваемой территории.

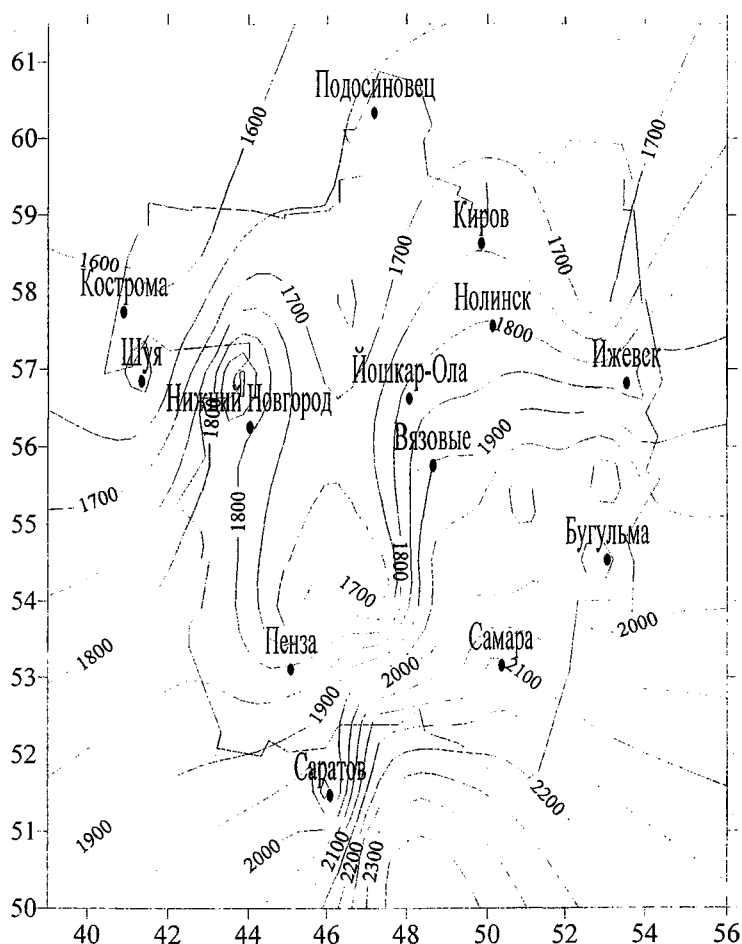


Рис. 3.10. Распределение среднегодовых значений продолжительности солнечного сияния, ч

В апреле суммы продолжительности солнечного сияния продолжают увеличиваться. На Европейской территории страны влияние астрономических факторов на продолжительность солнечного сияния перекрывается влиянием облачности, в результате чего на северо-западе республики отмечается минимум 178-180 час. Максимальные величины (200-205 ч) наблюдаются на юге территории.

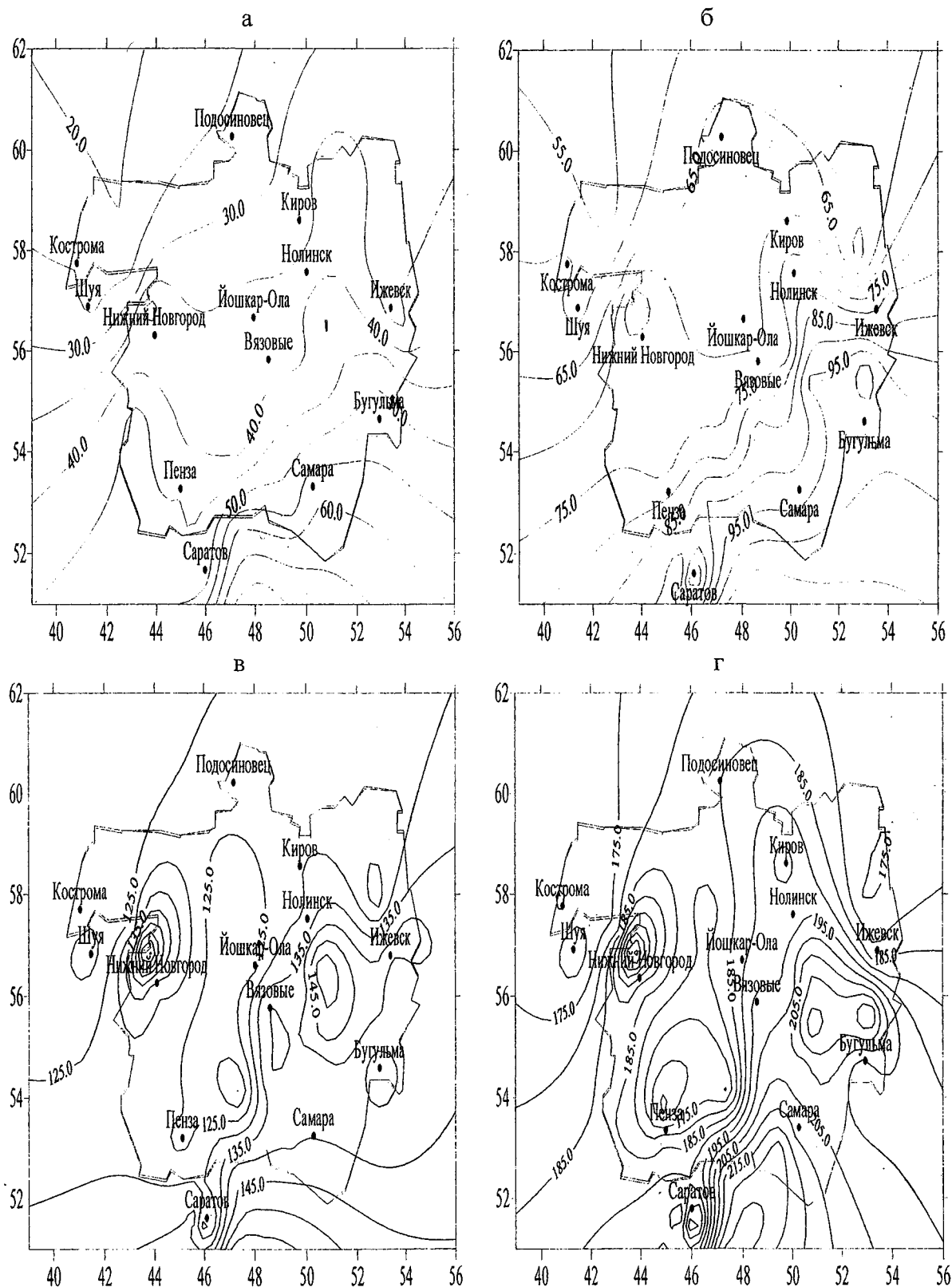


Рис. 3.11. Распределение среднесесячных значений продолжительности солнечного сияния:
а – в январе; б – в феврале; в – в марте; г – в апреле, ч

В мае (рис. 3.12) минимальные месячные суммы продолжительности солнечного сияния наблюдаются в северных районах рассматриваемой территории. Ярко выраженный их максимум (до 300 ч) наблюдается на юго-востоке Удмуртии.

В июне-июле наибольшая продолжительность солнечного сияния наблюдается на юге территории — 300-305 ч, что составляет 70-75% от возможной продолжительности солнечного сияния, наименьшая 260-270 ч на северо-западе, то есть 50-55% от возможного числа часов с солнечным сиянием за месяц. В августе величины продолжительности солнечного сияния увеличиваются с северо-запада на юго-восток. Максимальные суммы продолжительности солнечного сияния отмечаются на юге области (260-265 ч), минимальные на севере региона (235-245 ч).

Резкое уменьшение числа часов солнечного сияния наблюдается при переходе от сентября к октябрю (рис. 3.13). В северных районах от 110-115 ч в сентябре продолжительность солнечного сияния уменьшается до 40-45 ч в октябре, то есть больше, чем в 2 раза. В других районах рассматриваемой территории обычно продолжительность солнечного сияния в октябре почти в 2 раза меньше, чем в сентябре. В ноябре характер распределения продолжительности солнечного сияния в основном аналогичен октябрьскому — почти широтный ход изолиний и довольно равномерное увеличение значений числа часов солнечного сияния с уменьшением широты местности.

В декабре наименьшая продолжительность солнечного сияния отмечается на северо-западе территории — около 15 ч (около 10% от возможной продолжительности), наибольшая — на юго-востоке, 40-50 ч (20-25% от возможной). В это время года продолжительность солнечного сияния больше зависит от облачности. В отдельные зимы продолжительность солнечного сияния составляет только 1-3% от возможной.

Следует отметить, что в отдельные годы число часов солнечного сияния может существенно отличаться от средних значений.

Дополнением к данным по продолжительности солнечного сияния по месяцам является продолжительность его по часам суток. В летние месяцы продолжительность солнечного сияния регистрируется в основном с 3 до 21 ч. Максимальная продолжительность более 20 ч, в сумме за месяц отмечается около полудня (в среднем от 10 до 12 ч). Зимой (декабрь — январь) запись солнечного сияния начинается значительно позднее и кончается раньше (в декабре с 8 до 16 ч), причем наибольшее число часов солнечного сияния, около 8 - 9 ч в сумме за месяц, отмечается в основном после полдня, в интервале между 12 - 14 ч.

Большое прикладное значение имеет знание непрерывной продолжительности солнечного сияния. Повторяемость непрерывной продолжительности солнечного сияния по грациям имеется по 12 станциям региона, расположенным в различных районах рассматриваемой территории.

В течение всего года наибольшая повторяемость непрерывной продолжительности солнечного сияния приходится на грацию от 2 до 6 часов. Осенью это составляет 20-30% всех случаев наблюдений, зимой — 30-40%, весной и летом — несколько меньше, 15-25%. Летом возможны дни с солнечным сиянием 16-18 ч подряд.

Интересной и практически важной характеристикой является также число дней без солнца (солнечное сияние не наблюдается в течение всего дня).

Соответственно увеличению продолжительности солнечного сияния с северо-запада на юго-восток происходит и уменьшение числа дней без солнца.

Летом число дней без солнца мало изменяется по территории и составляет в среднем 1-3 дня. Весной (апрель — май) бывает обычно около 3-6 дней без солнца. В декабре по всей территории наблюдается максимальное число пасмурных дней, от 15 на западе территории до 20 на юго-востоке.

3.6.2. Составляющие радиационного баланса

Солнечная радиация, поступающая к земной поверхности, является одним из основных климатообразующих факторов. В свою очередь она в значительной степени зависит от циркуляции атмосферы (т.е. от облачности и прозрачности атмосферы), особенностей подстилающей поверхности (высоты над уровнем моря, закрытости горизонта и альбедо поверхности) и, прежде всего, от астрономических факторов — продолжительности дня и высоты солнца.

Следует заметить, что наблюдения за потоками солнечной радиации на территории Удмуртии не проводятся. Поэтому далее будут рассмотрены характеристики солнечной радиации в близлежащих пунктах: Вязовые, Самара, Саратов и Нижний Новгород.

Средний годовой приход прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе, то есть возможный приход (табл. 3.51), изменяется по территории в пределах 4500 - 5060 МДж/м².

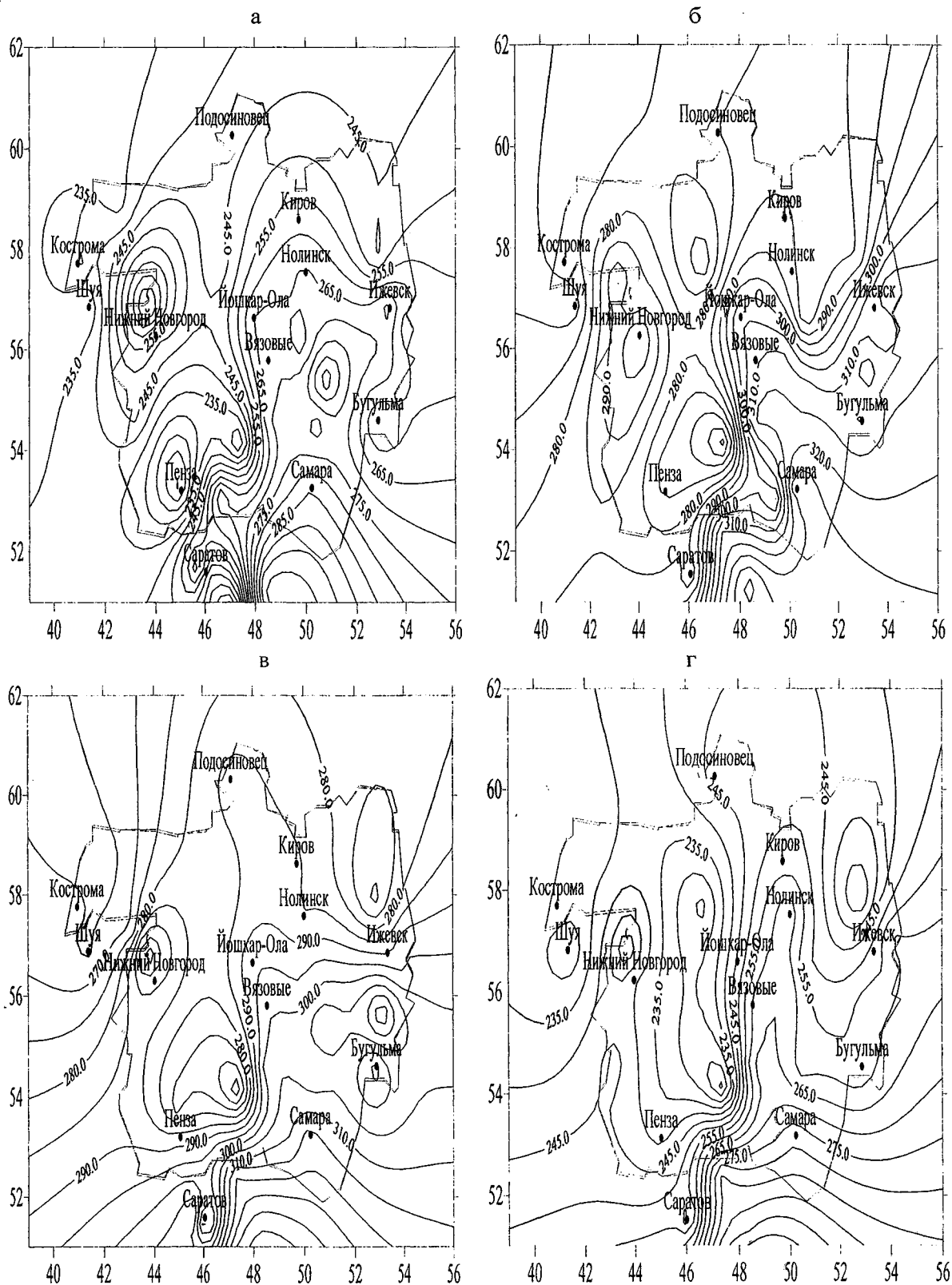


Рис. 3.12. Распределение среднемесячных значений продолжительности солнечного сияния: а – в мае; б – в июне; в – в июле; г – в августе, час

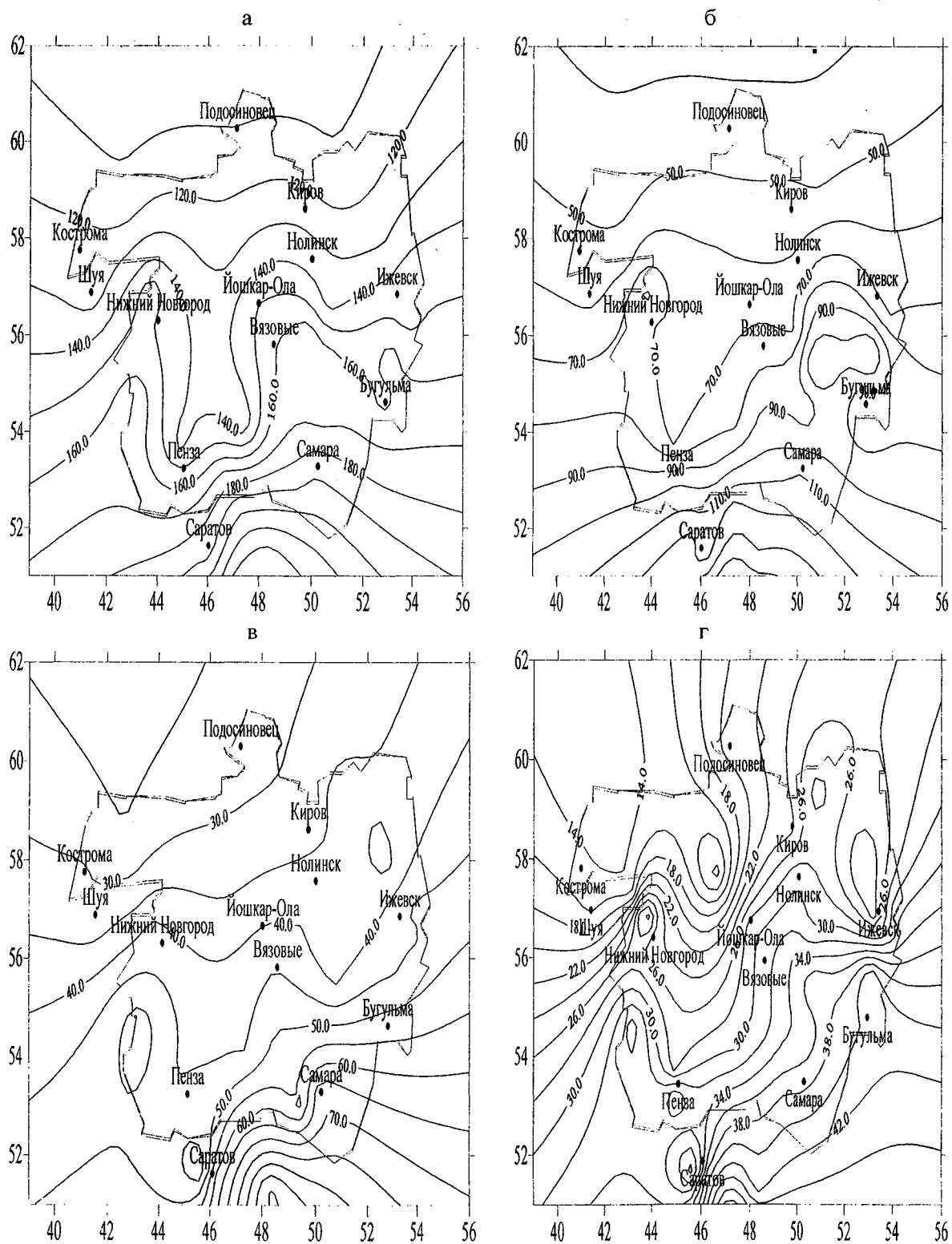
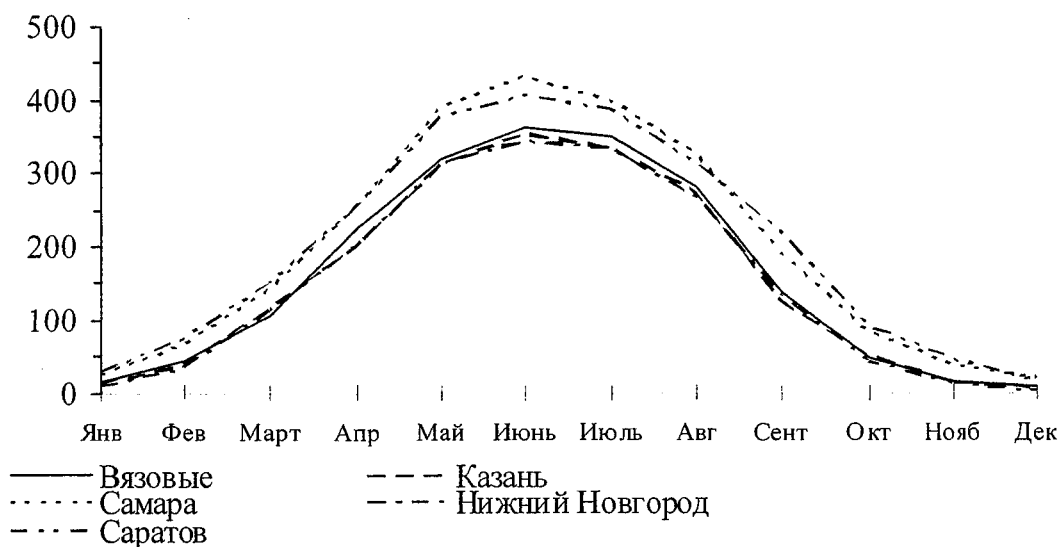


Таблица 3.51

**Месячные и годовые суммы прямой радиации
при ясном небе, МДж/м²**

Месяцы	Нижний Новгород	Вязовые	Самара	Саратов
Январь	67	67	96	109
Февраль	163	156	184	214
Март	348	354	389	406
Апрель	494	520	536	561
Май	675	687	700	700
Июнь	746	712	725	754
Июль	658	687	687	726
Август	553	569	569	603
Сентябрь	377	398	419	419
Октябрь	218	205	268	193
Ноябрь	122	113	134	155
Декабрь	63	63	55	88
Год	4484	4531	4762	4928

Облачность снижает поступление прямой солнечной радиации на 55-67% от возможной и в то же время увеличивает рассеянную радиацию более чем в полтора раза. В результате при реальных условиях облачности годовой приход прямой радиации колеблется в пределах 1611,2-2426,9 МДж/м², увеличиваясь с запада на восток и с севера на юг. При этом наибольшее количество солнечного тепла 316-412 МДж/м² поступает в июне, а в декабре оно оказывается наименьшим в году 2-22 МДж/м². Таким образом, среднегодовая амплитуда в количестве поступающего к земной поверхности солнечного тепла составляет 355 МДж/м², почти 20% от годовой суммы (рис. 3.14).

Рис. 3.14. Годовой ход действительных сумм прямой солнечной радиации, МДж/м²

Следует также отметить, что возрастание прямой радиации весной идет более равномерно, чем спад ее осенью. Так, весной возрастание радиации от месяца к месяцу, начиная с марта и до конца июня включительно, составляет 219 - 323 МДж/м². Осенью, начиная с сентября, уменьшение ее более резкое. Так, от августа к сентябрю она уменьшается в среднем на 124 МДж/м², от сентября к октябрю - на 99 МДж/м². В последующие месяцы понижение ее меньше, а начиная с февраля происходит уже возрастание, правда, вначале небольшое - от января к февралю в среднем на 35 МДж/м².

Максимум прямой радиации, приходящей на горизонтальную поверхность, бывает в июне. В отдельные годы максимум отмечается в мае или июле. Подобные смещения времени наступления максимума прихода прямой солнечной радиации относительно его среднего положения в июне связаны прежде всего с условиями циркуляции, режимом облачности и прозрачности атмосферы.

Осенью, зимой и весной хорошо прослеживается нарастание сумм прямой солнечной радиации с севера на юг. В летние месяцы в пределах рассматриваемой территории эта закономерность выражена слабо.

Сопоставление данных о прямой радиации, падающей на горизонтальную поверхность при безоблачном небе и сплошной облачности, показывает, насколько велико ослабляющее действие на прямую радиацию облачности.

Сплошная облачность нижнего и среднего ярусов почти не пропускает радиации, облачность верхнего яруса заметно ее ослабляет. По данным наблюдений на станциях выяснено, что с увеличением высоты солнца это ослабление уменьшается. Так, при малых высотах Солнца (до 15°) и облаках верхнего яруса (перистые и перисто-слоистые) значения прямой радиации меньше значений рассеянной радиации. Слоистые и слоисто-кучевые (равно как и слоисто-дождевые) облака полностью задерживают солнечную радиацию при всех высотах Солнца.

В суточном ходе прямой солнечной радиации, падающей на горизонтальную поверхность, максимум во все месяцы года наступает в среднем в полдень (срок наблюдений 12 час 30 мин).

Годовые суммы рассеянной радиации при безоблачном (ясном) небе составляют $1093,6 - 1324,0$ МДж/м². Годовой ход месячных сумм рассеянной радиации представлен на рис. 3.15. Зависимость интенсивности рассеянной радиации от высоты Солнца линейна. Она возрастает с увеличением высоты Солнца, причем тем больше, чем больше количество облаков.

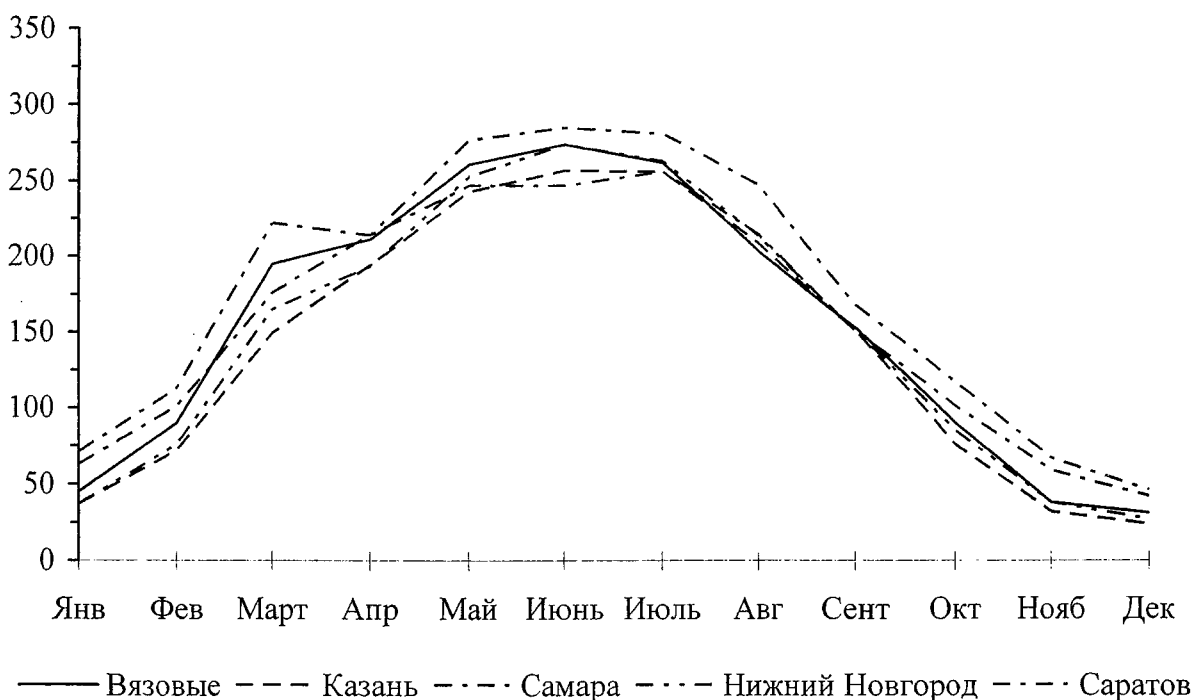


Рис. 3.15. Годовой ход действительных сумм рассеянной солнечной радиации, МДж/м²

Сопоставляя годовой ход прямой и рассеянной радиации при ясном небе (табл. 3.51 и 3.52), можно отметить, что, начиная с сентября по март включительно, месячные суммы рассеянной радиации превышают соответствующие значения прямой радиации. В остальное время года прямая радиация превышает рассеянную. При этом в наибольшей мере превышение прямой радиации над рассеянной ($48 - 128$ МДж/м²) отмечается в июне. В целом за период апрель – сентябрь прямая радиация составила $83 - 90\%$, а рассеянная – $69 - 77\%$ от соответствующих годовых сумм. Таким образом, за холодный период (октябрь - март) на прямую радиацию приходится лишь $10 - 17\%$ и на рассеянную $23 - 31\%$ от годовых сумм. В целом за год суммы тепла за счет прямой и рассеянной радиации при действительном состоянии облачности почти равны. Годовые суммы рассеянной радиации в северной части Среднего Поволжья не уступают годовым суммам прямой солнечной

радиации. В центре и на юге рассматриваемой территории суммы прямой солнечной радиации незначительно превышают суммы рассеянной.

Под влиянием облачности поток рассеянной радиации по сравнению с безоблачным небом, как правило, довольно значительно увеличивается. При ясном небе рассеянная радиация оказывается намного меньше, чем при средних условиях облачности. Исключения составляют облака нижнего яруса (слоистые и слоисто-кучевые) при малых высотах солнца ($h_{\odot} > 10-15^{\circ}$). Наибольших значений поток рассеянной радиации достигает при облаках среднего (высоко-слоистые) и верхнего ярусов.

Значительно влияет облачность и на соотношение прямой и рассеянной радиации. Во все месяцы года прямая радиация при ясном небе превышает рассеянную, тогда как при действительно наблюдаемой облачности с сентября по март рассеянная радиация оказывается больше прямой, и лишь с апреля по август последняя превышает месячные суммы рассеянной радиации.

Таблица 3.52

Месячные и годовые суммы рассеянной радиации при ясном небе, МДж/м²

Месяцы	Нижний Новгород	Вязовые	Самара	Саратов
Январь	29	57	55	59
Февраль	59	71	84	84
Март	105	126	117	130
Апрель	138	138	138	143
Май	163	168	155	147
Июнь	168	180	172	143
Июль	159	176	176	168
Август	130	138	151	143
Сентябрь	84	109	113	92
Октябрь	75	59	75	75
Ноябрь	42	38	50	50
Декабрь	25	29	25	34
Год	1177	1289	1311	1268

В целом за год в условиях ясной погоды рассеянная радиация оказывается меньше прямой на 3471 МДж/м², она составляет 26% от прямой радиации. При облачном небе суммы за год прямой и рассеянной радиации почти равны.

Таким образом, облачность значительно снижает поступление прямой радиации (за год примерно на 42% от возможной) и увеличивает (более чем на 30%) рассеянную радиацию. В результате, при действительно наблюдавшейся облачности, суммарная радиация в целом за год составляет 3345 - 4507 МДж/м², а при ясном небе в среднем на 52,5% больше – 5479 - 6423 МДж/м². В течение года вклад рассеянной и прямой радиации в суммарную изменяется. Так, при действительно наблюдаемой облачности в период с ноября по январь включительно (табл. 3.53) вклад прямой радиации в суммарную составляет 21 - 31%, далее повышается, однако с апреля по август остается на уровне 50 - 60%, причем в различных пунктах он оказывается наибольшим в разные месяцы года. В целом же за год суммарная радиация складывается практически из равного участия (48 - 54%) прямой и рассеянной радиации.

Таблица 3.53

Отношение месячных сумм прямой радиации к суммарной, %

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Нижний Новгород	20	31	41	51	56	56	56	56	47	34	25	7	50
Вязовые	24	32	35	52	55	57	57	58	47	34	30	22	50
Казань	26	35	44	51	56	58	57	57	47	34	30	23	52
Самара	29	40	45	54	61	63	61	60	56	45	39	33	56
Саратов	29	40	41	54	58	59	58	56	57	44	41	27	53

При ясном небе это соотношение изменяется: в течение всего года вклад прямой радиации в суммарную намного значительнее, чем при облачном небе, в декабре - январе он превышает 50%, а в остальное время года оказывается выше 65%. Таким образом, если при реально наблюдающейся

облачности суммарная радиация формируется зимой главным образом за счет рассеянной и прямой, то при ясном небе во все месяцы за счет прямой радиации.

В годовом ходе (рис. 3.16) максимум суммарной радиации приходится на июнь и равен 584 - 695 МДж/м². В декабре суммарная радиация наименьшая в году, 23 - 74 МДж/м². Как для прямой, так и для суммарной радиации характерно резкое возрастание месячных сумм от февраля к марту, а также уменьшение их от августа к сентябрю.

В суточном ходе суммарной радиации, как и в ходе ее составляющих (прямой и рассеянной радиации), максимум приходится на 12 час. 30 мин.

Приходя на земную поверхность, солнечная радиация (прямая и рассеянная) поглощается ею в той или иной степени в зависимости от альбедо поверхности. Изменчивость альбедо достигает почти двух порядков величины: от нескольких процентов до почти 90%. Наблюдения показывают (Пивоварова, 1977), что альбедо всех поверхностей (исключение составляет снег) изменяется в узких пределах (10 - 30%). Альбедо снежной поверхности изменяется в очень широких пределах - от 96% (сухой свежеснеженный снег) до 20 - 30% (грязный влажный снег).

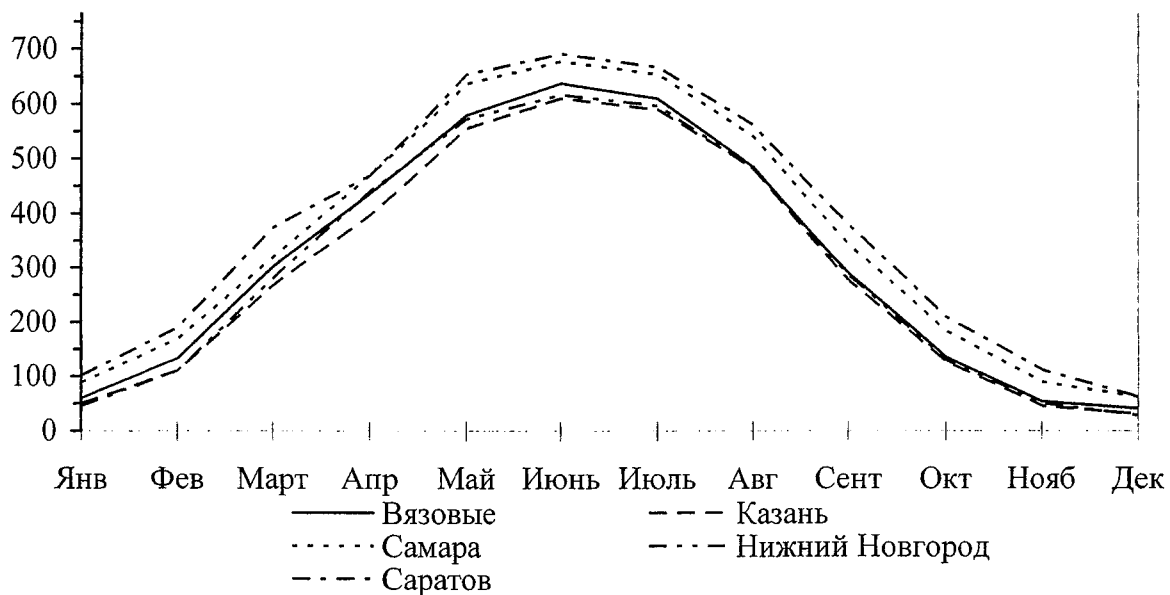


Рис. 3.16. Годовой ход действительных сумм суммарной солнечной радиации, МДж/м²

Альбедо зависит от высоты солнца над горизонтом - с ростом высоты альбедо уменьшается. Альбедо в ясную погоду меньше, чем при сплошной облачности. Это объясняется многократным отражением между поверхностью и нижней границей облаков (Кондратьев, 1954).

Альбедо естественных поверхностей, встречающихся на рассматриваемой территории, весьма разнообразно. В течение летнего периода (рис. 3.17) альбедо несколько изменяется, увеличиваясь, как правило, для большинства поверхностей с мая (когда поверхность земли и кроны деревьев не полностью покрыты зеленью) к сентябрю (когда указанные поверхности заметно желтеют).

В период со снежным покровом (декабрь - март) альбедо устойчиво и мало изменяется по территории для открытых мест. Альбедо снежного покрова в начале зимы в среднем равно 50 - 60%, увеличиваясь к январю - февралю до 70 - 80%.

В весенние и осенние месяцы значения альбедо сильно варьируются по территории и во времени (от дня ко дню), что связано в основном с наличием или отсутствием снежного покрова и его состоянием.

Первый снежный покров появляется чаще всего в октябре, но быстро стаивает. Устойчивый снежный покров образуется в ноябре - начале декабря. В соответствии с этим среднее месячное альбедо в октябре составляет 18 - 26%, в ноябре - 37 - 59%. Наибольшей высоты снежный покров достигает в конце февраля и начале марта на юге, в первой и второй декадах марта - на севере (Колобов, 1968). Альбедо в марте несколько уменьшается по сравнению с февралем (в связи с уплотнением снега), но все же остается повсеместно высоким, 64 - 78%. Наименьшее альбедо в марте отмечается в крупных населенных пунктах (Саратов, Самара), наибольшее — на станциях,

значительно удаленных от крупных населенных пунктов. Разрушение устойчивого снежного покрова происходит в апреле, на юге - в первой декаде, на севере - в третьей декаде. Поэтому среднее месячное альbedo деятельной поверхности в апреле заметно снижается по сравнению с мартом и составляет 47% на севере и 23% на юге (для Самары 14%).

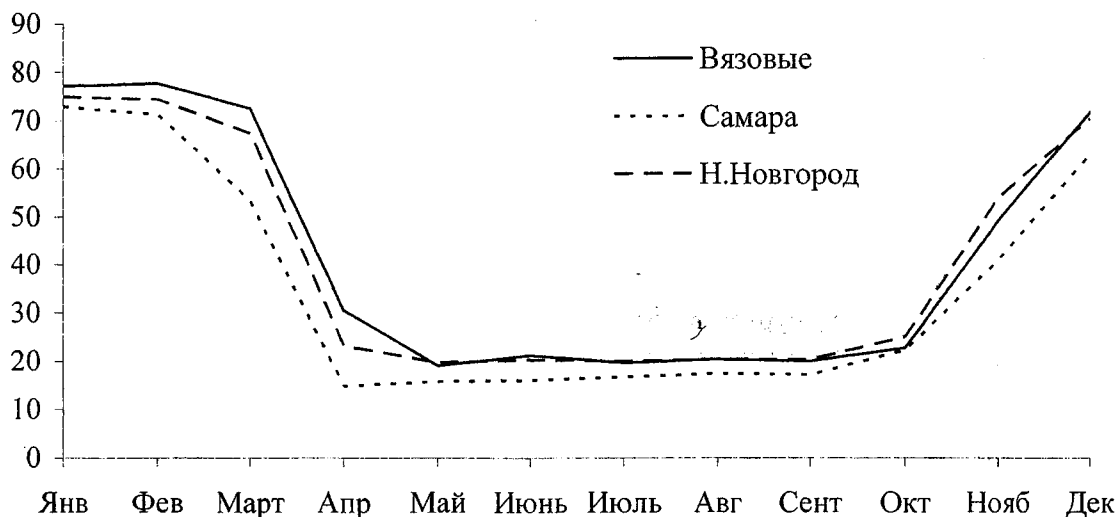


Рис. 3.17. Годовой ход альbedo подстилающей поверхности, %

В сумме за год на рассматриваемой территории деятельной поверхностью отражается 25 - 30% приходящей коротковолновой радиации.

Как отмечалось ранее, городские условия оказывают влияние на альbedo естественных поверхностей, находящихся в черте города. Так, альbedo метеорологических площадок в Саратове и Самаре в зимние месяцы меньше, чем на станциях, расположенных в небольших населенных пунктах. Разница в значениях альbedo может достигать 10 - 15%.

В отдельные годы могут быть значительные отклонения альbedo от средних величин, приведенных выше. В связи с этим в значениях поглощенной радиации наблюдаются колебания от года к году как за счет изменения прихода радиации, так и за счет изменения отражательных свойств поверхности.

На долю радиационного баланса на большей части территории приходится 40 - 45% суммарной радиации. Средний годовой радиационный баланс в регионе составляет 1359 - 1983 МДж/м². Период с положительным радиационным балансом составляет на большей части территории 8 месяцев, а на севере 7 месяцев.

Переход радиационного баланса от отрицательных значений к положительным происходит в марте (на севере) и в феврале (на остальной части территории).

Смена знака радиационного баланса осенью отмечается в третьей декаде октября. В отдельные годы в зависимости от залегания снежного покрова может быть сдвиг времени перехода радиационного баланса через нуль. Максимальная сумма радиационного баланса наблюдается в июне (325 - 404 МДж/м²), однако и в соседние месяцы, в мае и июле, радиационный баланс имеет значения, близкие к максимальным (287 - 364 МДж/м² - май, 324 - 399 МДж/м² - июль). В эти три месяца на долю радиационного баланса приходится 52 - 58% месячных сумм суммарной радиации. К осени, наряду со снижением прихода солнечной радиации, уменьшается и доля радиационного баланса: в августе он равен 237 - 303 МДж/м², в сентябре - 108 - 192 МДж/м². В октябре в связи с увеличением альbedo поверхности и дальнейшим снижением прихода суммарной радиации происходит резкое изменение соотношения месячных сумм баланса - он составляет всего 14 - 30% от суммарного прихода коротковолновой радиации. Наибольший отрицательный баланс отмечается в декабре и чуть меньше в январе. В эти месяцы он достигает величины -21 - -54 МДж/м². Сумма радиационного баланса за весь период, когда он отрицателен, в среднем составляет -25 МДж/м². В отдельные годы и месяцы могут наблюдаться отклонения от описанного выше режима радиационного баланса в зависимости от сочетания суммарной радиации, эффективного излучения

(определяемых главным образом облачностью и альбедо поверхности). Максимальные суммы радиационного баланса могут превосходить величины, указанные выше.

Суточный ход значений потоков солнечной радиации и радиационного баланса определяется прежде всего изменением высоты солнца в течение дня. Поэтому максимум солнечной радиации и при наличии облачности, и при ясном небе наблюдается в полдень. Наряду с этим, на ход радиации оказывает влияние прозрачность атмосферы, что заметно проявляется в условиях ясного неба (особенно в летнее время). Обычно в летнее время в первую половину дня атмосфера более прозрачна, чем во вторую, что связано с увеличением во вторую половину дня запыленности атмосферы вследствие сильно развитой конвекции и увеличения абсолютной влажности. Поэтому изменения радиации в течение дня несимметричны относительно полудня.

3.7. Прикладные показатели климата

3.7.1. Климатическая характеристика отопительного периода

В связи с тем что в Удмуртии в последние десятилетия наблюдается заметное уменьшение континентальности климата, главным образом, вследствие увеличения зимних температур, участвовавших теплых зим (за исключением зимы 2005/06 г.), представляет практический интерес рассмотрение динамики климатических характеристик (КХ) отопительного периода.

Действительно, климатические характеристики отопительного периода (ОП) широко используются в производственной деятельности и жилищно-коммунальном хозяйстве для разработки нормативов запасов и расходов топлива в том или ином географическом регионе; установления режима деятельности различных энергетических служб; обоснования стратегии функционирования и развития всего топливно-энергетического комплекса области. Проблеме эффективного использования КХ отопительного периода посвящен ряд работ (Кобышева и др., 2004).

Принято отопительным периодом называть холодную часть года, когда средняя суточная температура устойчиво удерживается ниже $+8^{\circ}\text{C}$. В этот период для поддержания нормальной температуры внутри жилых и производственных помещений необходимо их отапливать. За начало ОП принимается момент, когда наблюдаемая среднесуточная температура понижается до $+8^{\circ}\text{C}$ или ниже и в течение следующих 4 дней не поднимается выше этого значения. Заканчивается отопительный сезон тогда, когда весной среднесуточная температура повышается до указанного выше значения и в течение 4 дней не опускается ниже. Четырехдневный период выбран исходя из средней продолжительности естественных синоптических периодов.

Основными климатическими характеристиками отопительного периода являются: дата начала ОП осенью, дата окончания ОП весной, продолжительность ОП от даты его начала до даты окончания, средняя температура атмосферного воздуха за ОП. Для получения оценок даты начала и окончания ОП, средней продолжительности ОП, средней температуры ОП, самой ранней и поздней даты начала ОП и самой ранней и поздней даты окончания ОП, минимальной и максимальной продолжительности ОП, а также минимальных и максимальных значений температуры ОП использовались среднесуточные значения температуры воздуха на 8 станциях Удмуртии за период 1966-2004 гг.

В таблицах 3.54 и 3.55 представлен ряд важнейших характеристик ОП, свидетельствующих о его достаточно однородном характере на территории Республики. В большей степени подвержены пространственным изменениям самые поздние даты окончания ОП.

Таблица 3.54

Характеристики отопительного периода

Станции	Дата начала ОП			Дата окончания ОП		
	Средняя	Самая ранняя	Самая поздняя	Средняя	Самая ранняя	Самая поздняя
Глазов	24. IX	30. VIII.1992	23. X.2003	7. V	13. IV.1973	3. VI.1969
Дебесы	25. IX	4. IX.1980	23. X.2003	7. V	14. IV.1973	3. VI.1969
Игра	22. IX	30. VIII.1992	23. X.2003	5. V	13. IV.1973	3. VI.1969
Селты	27. IX	4. IX.1980	23. X.2003	2. V	13. IV.1973	20. V.1972
Воткинск	29. IX	8. IX.1968	23. X.2003	2. V	9. IV.1975	30. V.1999
Ижевск	28. IX	5. IX.1980	23. X.2003	1. V	8. IV.1975	17. V.1971
Сарапул	30. IX	8. IX.1968	24. X.2003	30. IV	8. IV.1975	18. V.1971
Можга	28. IX	7. IX.1969	23. X.2003	1. V	8. IV.1975	18. V.1971

Анализ данных табл.3.54. показывает, что в среднем отопительный период на территории Удмуртии начинается в конце сентября (22 – 30.09), а заканчивается в период 30 апреля – 7 мая, то есть без больших территориальных различий. Средняя продолжительность ОП колеблется в пределах от 214 до 227 дней (выделяется Игра), а средняя температура ОП меняется от –5,1 до –5,8°С.

Таблица 3.55

Продолжительность и средняя температура отопительного периода

Станции	Продолжительность, сутки			Средняя температура за период		
	Средняя	Миним.(год)	Макс.(год)	Средняя	Миним.(год)	Макс.(год)
Глазов	226	189 (1975)	269(1969)	-5,7	-9,0 (1985)	-2,2 (1966)
Дебесы	225	179 (1975)	269 (1969)	-5,8	-9,0 (1985)	-2,1 (1966)
Игра	227	189 (1975)	269 (1969)	-5,3	-8,2 (1985)	-2,4 (1966)
Селты	218	189(1975)	245 (1969)	-5,4	-8,0(1985)	-2,3 (1966)
Воткинск	217	172(1975)	245(1969)	-5,5	-8,2 (1969)	-2,2(1966)
Ижевск	217	172 (1975)	245 (1969)	-5,6	-8,0 (1985)	-2,1 (1966)
Сарапул	214	171(1975)	245(1969)	-5,5	-7,8 (1985)	-2,0(1966)
Можга	217	171 (1995)	245 (1969)	-5,1	-7,3 (1985)	-2,0 (1968)

Результаты аналогичного исследования, выполненного нами ранее для Республики Татарстан, показывают, что в среднем продолжительность ОП сокращается, а средняя температура воздуха в ОП растет, такая же ситуация складывается и в Удмуртии. Безусловно, все это имеет важное экономическое значение, так как расходы на отопление по РФ составляют не менее 30-40% общих расходов вырабатываемой тепловой энергии (Кобышева и др., 2004). Согласно составленному под руководством Н.В. Кобышевой в ГГО им. А.И. Воейкова климатического прогноза продолжительности ОП на период 2071-2090 гг. по ансамблю моделей МГЭИК, произойдет его существенное снижение до 170-190 дней. При этом выявляется значительная временная неустойчивость продолжительности ОП.

3.7.2. Показатели затрат энергии на обогрев и охлаждение зданий

Показатели затрат энергии на обогрев в холодный и охлаждение зданий в теплый период имеют большое практическое значение. Были рассчитаны непосредственно энергетические затраты в ккал/м²·час и косвенная характеристика – индекс потребления энергии (градусо-дни) на обогрев и охлаждение зданий (Справочник..., 2003, 2005).

Индекс потребления топлива представляет собой сумму отрицательных отклонений средней суточной температуры каждого дня месяца (года) от 18,3°С. Индекс вычисляется для каждого месяца каждого года, но год начинается не с января, а с июля. Температура 18,3°С является порогом комфортности. Если температура ниже этого порога, то следует обогревать помещение. Если же погода жаркая, то требуется охлаждать помещение. Расходы на охлаждение оцениваются индексом охлаждения. Он представляет собой сумму положительных отклонений средних суточных температур от 18,3°С. Оба индекса служат характеристикой затрат энергии на обогревание и охлаждение и могут вычисляться за любой отрезок времени – месяц, сезон, год. Индексы нагревания и охлаждения получили распространение в США, где они включаются в справочные пособия (Handbook, 1985).

Рассматриваемые показатели имеют ярко выраженный годовой ход. Наибольшие затраты тепловой энергии (ТЭ) на обогрев зданий приходятся на период ноябрь-март с максимумом в январе. Так, в январе среднееголетние величины затрат ТЭ на обогрев зданий меняются на территории Удмуртии от 1075 (Можга) до 1148 (Глазов) ккал/м²·час, то есть в небольших пределах (табл. 3.56). Среднегодовые затраты энергии на обогрев зданий также не имеют больших территориальных различий и находятся в пределах 5318-5782 ккал/м²·час.

В летний период, наоборот, энергия потребляется на охлаждение зданий, но эти затраты составляют незначительную долю от затрат энергии на отопление. В табл. 3.57 и 3.58 представлены данные о продолжительности охладительного периода и соответствующих затратах энергии. Как видно, в июле величина тепловой энергии, затрачиваемая на охлаждение зданий, изменяется от 30 (Глазов) до 53 ккал/м²·час (Сарапул). Годовые значения затрат энергии на охлаждение зданий (в период июнь-август) также невелики.

Таблица 3.56

Затраты тепловой энергии на обогрев типовых зданий за 1966-2004 годы, ккал/м² · час

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	1148	965	747	368	108	18	2	25	154	451	760	1036	5782
Дебесы	1142	960	742	365	106	18	2	23	153	450	761	1042	5763
Игра	1124	931	709	343	105	19	3	25	153	452	754	1021	5639
Селты	1117	927	711	335	94	16	2	21	140	435	740	1008	5545
Воткинск	1118	928	710	328	86	13	1	16	129	423	735	1013	5500
Ижевск	1115	931	725	333	86	14	1	17	130	424	734	1008	5518
Сарапул	1098	917	713	317	76	12	1	13	117	405	714	987	5371
Можга	1075	900	696	312	84	14	1	18	128	410	708	971	5318

Таблица 3.57

Начало и окончание охлаждающего периода

Станции	Начало	Окончание
Глазов	3 июля	14 июля
Дебесы	26 июня	13 июля
Игра	25 июня	30 июля
Селты	23 июня	31 июля
Воткинск	22 июня	1 августа
Ижевск	22 июня	31 июля
Сарапул	13 июня	7 августа
Можга	23 июня	31 июля

Таблица 3.58

**Затраты энергии на охлаждение типовых зданий, ккал/м² · час
за 1966-2004 годы**

Станции	V	VI	VII	VIII	IX	За год
Глазов	2	17	30	7	0	56
Дебесы	2	18	30	7	0	58
Игра	3	22	38	9	0	72
Селты	4	26	42	12	0	84
Воткинск	5	30	48	14	0	96
Ижевск	5	28	44	14	1	92
Сарапул	7	35	53	17	1	112
Можга	4	25	38	11	1	79

Данные табл. 3.59, приведенные для Ижевска, свидетельствуют о значительном диапазоне в затратах тепловой энергии на отопление зданий в рассматриваемый период 1966-2004 гг. В холодные зимы затраты ТЭ на обогрев значительно превышают аналогичные затраты в теплые зимы. Так, максимальные затраты ТЭ почти в 2 раза превышают минимальные. Поскольку температурный режим на территории Удмуртии достаточно однороден, то и затраты тепла на обогрев зданий не сильно отличаются от пункта к пункту.

Распределение во времени и по территории Удмуртии индекса потребления энергии (градусо-дни) на обогрев и охлаждение зданий по своему характеру полностью совпадает с ранее рассмотренной энергетической характеристикой и представлено в табл. 3.60.

**Затраты тепловой энергии на обогрев и затраты энергии на охлаждение типовых зданий
за 1966-2004 годы (Ижевск), Ккал на 1м² в час**

Затраты энергии	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
На обогрев													
Среднее	1115	931	725	333	86	14	1	17	130	424	734	1008	5518
Минимальное	868	653	576	137	21	0	0	0	30	249	551	754	4841
Максимальное	1546	1143	928	589	216	76	11	44	291	578	998	1380	6553
На охлаждение													
Среднее	0	0	0	0	5	28	44	14	1	0	0	0	92
Минимальное	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11
Максимальное	0	0	0	0	35	83	153	68	12	0	0	0	245

Примечание. Начало охладительного периода 22 июня. Окончание охладительного периода 31 июля

Индекс потребления энергии на обогрев и охлаждение зданий по месяцам за 1966-2004 годы (Ижевск), градусо-дни

Значение индекса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
На обогрев													
Среднее	982	842	718	427	208	80	36	97	242	476	642	901	5703
Минимальное	794	631	607	250	118	1	3	16	140	347	556	701	5086
Максимальное	1325	1008	867	625	349	199	104	183	387	585	905	1189	6650
На охлаждение													
Среднее	0	0	0	0	8	37	61	26	2	0	0	0	135
Минимальное	0	0	0	0	0	0	4	1	0	0	0	0	29
Максимальное	0	0	0	1	45	98	160	93	25	0	0	0	308

**Индекс потребления энергии на обогрев и охлаждение зданий по месяцам за 1966-2004 годы
(на обогрев), градусо-дни**

Станции	Январь			Апрель			Июль			Октябрь			Год		
	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.
Глазов	1148	887	1568	368	187	608	2	0	15	451	290	573	5782	4817	7010
Дебесы	1142	893	1567	365	171	613	2	0	15	450	292	583	5763	5027	6991
Игра	1124	873	1545	343	156	582	3	0	17	452	286	588	5639	4955	6850
Селты	1117	854	1538	335	163	573	2	0	16	435	265	564	5545	4908	6674
Воткинск	1118	867	1552	328	136	593	1	0	13	423	254	578	5500	4783	6606
Ижевск	1115	868	1346	333	137	589	1	0	11	424	249	578	5518	4841	6553
Сарапул	1098	855	1534	317	111	565	1	0	12	405	226	565	5371	4706	6473
Можга	1075	812	1512	312	117	542	1	0	14	410	248	559	5318	4664	6541

**Индекс потребления энергии на обогрев и охлаждение зданий по месяцам за 1966-2004 годы
(на охлаждение), градусо-дни**

Станции	Май			Июнь			Июль			Август			Год		
	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.	Среднее	Мин.	Макс.
Глазов	4	0	33	25	0	76	46	1	127	17	0	80	92	14	220
Дебесы	4	0	30	27	0	81	46	3	125	17	0	64	94	15	221
Игра	6	0	41	30	0	82	52	3	138	20	0	75	109	18	264
Селты	7	0	34	34	0	94	57	2	145	23	0	102	124	28	285
Воткинск	8	0	43	39	1	104	63	6	156	26	0	87	140	35	309
Ижевск	8	0	45	37	0	98	61	4	160	26	1	93	135	29	308
Сарапул	11	0	45	44	2	120	70	6	175	30	1	94	158	45	329
Можга	8	0	32	34	1	89	55	3	144	23	0	90	122	31	272

3.7.3. Показатели биоклимата

Биоклимат территории – важный природный ресурс, от состояния которого зависит комфортность ощущений и самочувствие человека. Биоклиматическая оценка выявляет медико-климатический потенциал территории для рационального использования ландшафтно-климатических условий в здравоохранении и рекреации. Атмосферные условия оказывают влияние на общественную жизнь людей, но роль климата при этом не проявляется так четко и размеры влияния не определяются так легко, как в случае зависимости экономики и состояния здоровья людей от погоды. Комплексный ресурсный подход к изучению режима погоды включает исследования в первую очередь продуктивности климата, а также уменьшения вреда, наносимого экономике и человеку неблагоприятными погодными воздействиями. Исследуя влияние изменений метеорологических условий на адаптационные механизмы человеческого организма, можно решить глобальную проблему человечества – сохранения жизни и здоровья человека в условиях ухудшения среды обитания (Климатические ресурсы, 2005).

Биоклиматические ресурсы представлены применительно к человеку и характеризуют связь климата с его тепловым состоянием, здоровьем, особенностями рекреации и санитарно-гигиенической оценкой в естественных условиях. Поэтому для характеристики климата используются различные комплексные метеорологические показатели (температура – влажность воздуха, температура – скорость ветра, температура – атмосферное давление, влажность воздуха – атмосферное давление), отражающие тепловое состояние человека и зоны комфорта, различные для разных групп населения. Под зоной комфорта понимают пределы метеорологических показателей, внутри которых большинство испытуемых людей отмечают тепловой комфорт. Последний определяется как комплекс метеорологических условий, при котором терморегуляторная система организма находится в состоянии наименьшего напряжения, создавая предпосылки для высокой работоспособности, а протекание всех остальных функций происходит на уровне, наиболее благоприятном для отдыха и восстановления сил организма после предшествующей нагрузки. Субкомфортные или допустимые условия – это сочетание метеорологических величин, которые могут вызвать напряжение физиологических реакций терморегуляции, не выходящие за пределы адаптационных возможностей. При этом не возникает нарушений в состоянии здоровья, не ухудшается самочувствие и не понижается работоспособность. Чувствительность к неблагоприятным условиям погоды особенно велика у больных людей и проявляется в ощущении дискомфорта, раздражительности, иногда в обострении патологических процессов (Русанов, 1981; Энциклопедия, 2005).

Наиболее существенным по значимости вызываемых физиологических реакций является воздействие погоды и климата на тепловое состояние организма человека. Именно тепловой комфорт или дискомфорт в большей мере определяют здоровье, самочувствие человека, его работоспособность, которая заметно снижается при значительном отклонении тепловых условий от оптимума. Для оценки теплового состояния человека разработан ряд биоклиматических показателей, позволяющих определить уровень его тепловой или холодовой нагрузки в летнее и зимнее время года.

Существуют многочисленные подходы к оценке комфортного состояния человека при воздействии на него комплекса метеорологических показателей. Наиболее часто используется эквивалентно-эффективная температура (ЭЭТ), учитывающая комплексное влияние на человека температуры, влажности воздуха и скорости ветра (Бокша, 1980). Исследования показали, что изменения ряда физиологических функций организма идут параллельно с изменением ЭЭТ. Зона комфорта по этому показателю находится в интервале 16,7-20,7°C. Расчеты ЭЭТ производились по формуле А. Миссенарда (Андреев, 2007):

$$ET = 37 - \frac{37 - t}{0.68 - 0.0014f + \frac{1}{1.76 + 1.4v^{0.75}}} - 0.29t(1 - \frac{f}{100}), \quad (3.6.3)$$

где ET – ЭЭТ, t – температура воздуха, °C; f – относительная влажность, %; v – скорость ветра, м/с.

Результаты расчетов ЭЭТ по 8 станциям Удмуртской Республики за период 1966 – 2004 гг. приведены в табл. 3.61. Как видно из данной таблицы, эквивалентно-эффективная температура имеет хорошо выраженный годовой ход: в январе наблюдаются наименьшие значения в пределах от

-31,7°(Глазов) до -26,7° (Можга), а в июле наибольшие, которые на территории УР меняются от 13,5°(Сарапул) до 11,9° (Глазов). При этом в холодный период разброс значений ЭЭТ заметно больше, чем в теплый. Среднее квадратическое отклонение (σ) эквивалентно-эффективной температуры также испытывает годовой ход. В январе σ принимает наибольшее значение по территории Удмуртской Республики (3,9°С), а в августе - наименьшие значения (1,8°С). Ввиду того что рассматриваемая территория находится в умеренном климатическом поясе, отличающемся активной циркуляцией атмосферы, температурные условия характеризуются большой изменчивостью от года к году. Поэтому ежемесячные значения ЭЭТ различных лет значительно разнятся друг от друга. Так, например, по данным станции Ижевск в январе 1972 г. ЭЭТ достигла -40,6°, а в январе 2001 г. лишь -23,5°. В июле диапазон изменений заметно уже: от 7,3° (1986 г.) до 16,6° (1988 г.).

Если взять за основу классификации теплоощущения человека критерии, предложенные С.С. Андреевым, то «комфортно-тепло» (12,1-24°С) в многолетнем осреднении на территории республики только в июле. Исключением является станция Глазов, где в это время «прохладно». В зимние месяцы на всей территории области теплоощущения от «очень холодно» до «начинается угроза обморожения». Среднегодовые значения ЭЭТ по всей области соответствуют теплоощущению «умеренно холодно», за исключением Можги, где «очень прохладно».

Для оценки степени комфортности также рассчитывалась эффективная температура (ЭТ), которая является характеристикой ощущения степени тепла или холода организмом человека и эмпирической функцией температуры и относительной влажности воздуха. Эффективная температура имеет такое числовое значение, которое имела бы истинная температура неподвижного и насыщенного воздуха, производящего такое же ощущение, что и весь комплекс метеорологических элементов. В России принят интервал зоны комфорта 13,5-18°С. Расчет эффективной температуры для каждого дня всех месяцев года за период 1966-2004 гг. производился по формуле (Исаев, 2001)

$$ET = t - 0,4(t - 10)(1 - f/100), \quad (3.6.4)$$

где f – относительная влажность воздуха; t – температура воздуха в градусах Цельсия.

Полученные результаты показали, что наименьшие значения ЭТ на территории Удмуртской Республики отмечались в январе: от -12,6° (Глазов) -11,3°С (Можга); наибольшие в июле – от 17,0 (Глазов) до 17,9°С (Сарапул). Среднегодовые значения эффективной температуры на территории республики соответствуют теплоощущению «умеренно» (табл.3.62).

Кроме того, находилось распределение числа дней с комфортной погодой по месяцам. Естественно, что эти дни приходятся в основной своей массе на теплый период года: май – сентябрь, причем в мае, июне, июле, августе их число колеблется от 6 до 14, а в течение года изменяется от 48 (Глазов, Игра) до 53 (Ижевск).

Для биоклиматической оценки холодного периода также существуют методы оценки суровости погоды. Суровость погоды в данном случае рассматривается не как объективное свойство погоды, а как ее влияние на охлаждение человека, ограничивающее пребывание его на открытом воздухе и обуславливающее потребность в одежде. Она в основном определяется низкой температурой воздуха и скоростью ветра, которые особенно влияют на охлаждение незащищенных частей тела и на органы дыхания.

Для этих целей наиболее часто используется метод Бодмана, который позволяет определять в баллах степень суровости погоды по формуле

$$S = (1 - 0,04t)(1 + 0,272v), \quad (3.6.5)$$

где S – индекс суровости (баллы), t – температура воздуха (°С), v – скорость ветра, м/с.

Согласно шкале Бодмана при $S < 1$ зима несуровая, мягкая; 1-2 – зима малосуровая; 2-3 – умеренно суровая; 3-4 – суровая; 5-6 – жестко суровая; 6 – крайне суровая.

Рассчитывались ежедневные значения индекса суровости погоды по Бодману с октября по апрель для каждой из станций, находящихся на территории Удмуртской Республики. Многолетние среднемесячные значения в январе (максимальные значения) меняются в пределах от 2,1 (Можга) до 2,4 (Глазов, Селты, Ижевск) (табл.3.63). Естественно, что преобладают мало суровые и умеренно суровые условия погоды, а суровые условия формируются лишь в зимние месяцы. Изменчивость σ индекса S в январе меняется от 0,3 до 0,4 (чаще всего σ встречается 0,3), а в ноябре и марте оно принимает значения 0,2-0,3, что свидетельствует о небольших изменениях относительно «нормы».

Таблица 3.61

Среднемесячные значения эквивалентно-эффективной температуры по Миссенарду, °С

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	-31,7	-29,2	-19,6	-8,2	1,6	8,4	11,9	7,7	-0,3	-10,6	-21,1	-28,6	-8,1
Селты	-31,4	-28,0	-18,1	-6,8	2,6	8,9	12,1	8,2	0,2	-10,1	-20,9	-28,3	-8,0
Дебесы	-30,4	-28,1	-18,2	-7,1	2,1	8,7	12,0	7,8	0,1	-10,2	-20,6	-27,7	-8,6
Игра	-30,1	-26,7	-16,8	-6,2	2,7	8,9	12,2	8,1	0,4	-9,8	-19,9	-27,1	-7,5
Воткинск	-30,2	-27,3	-17,4	-6,0	3,5	10,0	13,0	9,2	1,4	-9,1	-19,4	-27,2	-6,1
Можга	-26,7	-24,3	-15,7	-4,7	4,2	10,1	13,2	9,7	2,4	-7,7	-17,6	-24,0	-5,0
Ижевск	-31,0	-28,3	-18,8	-6,7	3,1	9,3	12,5	8,8	0,7	-9,9	-20,2	-27,7	-8,5
Сарапул	-28,9	-26,1	-17	-5,1	4,3	10,5	13,5	9,9	2,4	-7,8	-18,2	-25,3	-7,3
Среднее по республике	-30,1	-27,3	-17,7	-6,4	3,0	9,4	12,6	8,7	0,9	-9,4	-19,7	-27,0	-7,4

Таблица 3.62

Среднемесячные значения эффективной температуры, °С

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Глазов	-12,6	-11,2	-4,3	3,5	10,2	14,9	17,0	14,2	9,1	2,5	-4,9	-10,2	2,4
Селты	-11,7	-10,0	-3,2	4,5	10,9	15,3	17,4	14,7	9,6	2,9	-4,3	-9,5	3,1
Дебесы	-12,4	-10,9	-4,0	3,6	10,3	14,9	17,1	14,3	9,1	2,5	-4,8	-10,2	2,5
Игра	-12,2	-10,3	-3,3	4,2	10,4	14,9	17,1	14,3	9,1	2,4	-4,8	-10,0	2,7
Воткинск	-12,2	-10,4	-3,4	4,5	11,1	15,7	17,8	15,1	9,9	3,1	-4,3	-9,9	3,1
Можга	-11,3	-9,6	-3,2	4,8	11,2	15,4	17,5	14,9	9,9	3,3	-3,8	-9,0	3,3
Ижевск	-11,9	-10,4	-3,8	4,5	11,2	15,6	17,6	15,1	9,9	3,0	-4,2	-9,6	3,1
Сарапул	-11,6	-10,0	-3,6	4,8	11,6	16,0	17,9	15,4	10,3	3,5	-3,9	-9,2	3,4
Среднее по республике	-12,0	-10,4	-3,6	4,3	10,9	15,3	17,4	14,8	9,6	2,9	-4,4	-9,7	2,9

Средние значения индекса Бодмана в октябре-апреле (1966-2004 гг.), баллы

Станции	Месяцы						
	I	II	III	IV	X	XI	XII
Глазов	2,4	2,3	1,9	1,7	1,7	1,9	2,2
Селты	2,4	2,3	1,9	1,8	1,7	2,0	2,3
Дебессы	2,3	2,2	1,8	1,7	1,7	1,9	2,2
Игра	2,3	2,2	1,8	1,7	1,6	1,8	2,1
Воткинск	2,3	2,2	1,8	1,7	1,6	1,8	2,1
Можга	2,1	2,0	1,7	1,6	1,5	1,7	2,0
Ижевск	2,4	2,2	1,9	1,8	1,7	1,9	2,2
Сарапул	2,2	2,1	1,7	1,7	1,7	1,8	2,0
Среднее по республике	2,3	2,2	1,8	1,7	1,7	1,9	2,1

Для оценки тенденций изменения биоклиматических показателей во времени рассчитывались коэффициенты наклона линейного тренда (КНЛТ) и коэффициенты его детерминации R^2 . Оказалось, что они достаточно однородно распределяются по территории Удмуртской Республики. Так, в январе величина КНЛТ ЭЭТ изменяется от 0,19 °С (Селты) до 0,3°С / год (Можга), то есть повсеместно растет с высокой степенью достоверности (R^2 достигает в ряде случаев 0,3-0,4), что свидетельствует об улучшении биоклиматических условий зимой. Заметим, что КНЛТ, рассчитанные для индекса Бодмана, наоборот, имеют отрицательный знак (хотя его значения невелики), что также подтверждает вышеизложенное заключение о смягчении суровости климата республики.

В теплый период значения КНЛТ для ЭЭТ значительно меньше (от 0,02 до 0,11°/С год), что, с одной стороны, отражает более стабильные условия летнего периода, а с другой — свидетельствует о слабом потеплении климата и летом.

4. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Вода, в отличие от других природных ресурсов, ежегодно возобновляется в процессе мирового влагооборота. По активности водообмена воды земного шара сильно различаются (Львович, 1974): для речного звена данный показатель составляет 15 – 25 суток, для океанических вод он возрастает до 3000 лет, очень низкую возобновляемость имеют ледники (10 – 15 тыс. лет) и подземные воды в зависимости от глубины залегания (от одного года до нескольких миллионов лет). Быстрая возобновляемость поверхностных вод суши породила ложное представление о неисчерпаемости водных ресурсов и высокой самоочищающей способности рек и водоемов суши. В последние десятилетия произошли коренные изменения в водном балансе, и в ряде регионов острый дефицит водных ресурсов препятствует развитию народного хозяйства. При этом, наряду с количественным истощением водных ресурсов, происходит ухудшение их качества. Вода в реках и озерах становится непригодной для хозяйственно-питьевого использования, а ее очистка требует больших материальных затрат.

По данным Минприроды УР (О состоянии..., 2008) общий объем забора воды из поверхностных источников в 2007 г. в республике составил 306, 79 млн. м³, из них на различные нужды использовано 298,78 млн. м³ (табл. 4.1). Основной объем поверхностной свежей воды в 2007 г. направлялся на нужды жилищно-коммунального хозяйства – 57%, промышленности – 38% и сельского хозяйства – 5%. Из подземных источников забрано 63,0 млн. м³ воды. Подземная вода использовалась в следующем соотношении: промышленность, включая попутно забранную в процессе добычи нефти пластовую воду, – 46%, жилищно-коммунальное хозяйство – 34% и на долю сельского хозяйства – 20%.

Таблица 4.1

Динамика использования свежей воды в УР в 2002 – 2007 гг.

Использовано	Объемы использованной свежей воды, млн. м ³					
	2002	2003	2004	2005	2006	2007
Всего	297,90	283,93	294,23	288,61	291,87	298,78
В том числе на нужды:						
хозяйственно-питьевые	145,07	137,11	137,15	124,69	135,30	133,67
производственные	124,65	124,92	120,98	124,99	116,71	124,61
сельскохозяйственные	7,87	7,07	6,30	6,02	5,24	5,20
орошение	7,39	0,3	0,26	0,19	0,09	0,09
прочие	12,92	14,53	29,54	32,72	34,54	35,21

В системах оборотного и повторно-последовательного водоснабжения в 2007 г. использовано 419, 55 млн. м³, что на 9,84 млн. м³ меньше, чем в 2006 г. Процент экономии свежей воды за счет ее использования в системах оборотного повторно-последовательного водоснабжения уменьшился на 2% и составил 77%. Существенным же резервом сокращения водопотребления в республике является увеличение оборотного и повторно-последовательного использования воды в промышленном производстве до 90% и снижение водоёмкости производства.

4.1. Поверхностные воды

Удмуртия имеет густую, сложную речную сеть. Поверхностные воды представлены реками, прудами, водохранилищами, озёрами и болотами. Реки относятся к бассейну Камы и Вятки. Общая длина составляет около 30 тыс. км. Большинство водотоков имеет длину менее 10 км, их насчитывается более 7000, что составляет около 95% от общего количества всех рек республики. Суммарная протяженность самых малых рек превышает 19 тыс. км. Малых рек (длина от 10 до 100 км) насчитывается 368, их общая длина превышает 8 тыс. км, количество средних (длина от 100 до 500 км) и крупных (длина более 500 км) рек всего 15, их протяжённость в пределах республики 2186 км (Ведомости длин..., 1973).

На территории Удмуртии в соответствии с морфодинамической классификацией преобладающими являются меандрирующие русла в условиях свободного развития излучин, на их долю приходится почти 78% длин рек. На прямолинейные неразветвленные участки русла приходится около 22% от общей их длины. Среди свободно меандрирующих русел (широкопойменные) преобладающими являются пологие сегментные (33%) и развитые сегментные

(19%) излучины, крутые сегментные, петлеобразные и синусоидальные излучины встречаются реже, наименее распространены пологие прорванные излучины (Рысин, Петухова, 2006).

Распределение речной сети по территории в силу неоднородности физико-географических факторов неравномерное. Наибольшей густотой ($0,8-1,0 \text{ км/км}^2$) характеризуются верхние звенья речной сети. Проявляется и зональное увеличение густоты речной сети с юга ($0,30-0,45 \text{ км/км}^2$) на север ($0,60-0,70 \text{ км/км}^2$). В центральных районах данный показатель составляет $0,48-0,52 \text{ км/км}^2$. Водность рек определяется климатическим фактором и условиями подземного питания. Самые низкие значения модулей стока характерны для речных бассейнов южной части республики — $4,0-4,8 \text{ л/с·км}^2$. В центральных районах показатель водности рек повышается до $5,0-6,5 \text{ л/с·км}^2$, в речных бассейнах северной части Удмуртии возрастает до $6,5-9,0 \text{ л/с·км}^2$ (Ресурсы..., 1973).

Весь речной сток относится к Камскому бассейну. Средний многолетний речной сток составляет $65,7 \text{ км}^3$, и основная его доля падает на две транзитные реки – Каму и Вятку. Объем местного стока, падающий на средние и малые реки, незначительный. Так, среднегодовой объем стока Чепцы составляет $2,9 \text{ км}^3$, Кильмези с Валой – $1,73 \text{ км}^3$, Ижа – $1,08 \text{ км}^3$ (Многолетние данные..., 1988).

Реки питаются дождевыми, талыми и подземными водами. Они относятся к типу рек с преимущественно снеговым питанием; в водном режиме четко проявляются: а) весеннее половодье, б) летняя межень, в) летние и осенние дождевые паводки, г) зимняя межень.

Вскрытие рек весной происходит не одновременно. Небольшие реки юга Удмуртии вскрываются 10 - 12 апреля. В бассейнах Кильмези и Чепцы, по данным многолетних наблюдений, вскрытие происходит в среднем 17 - 19 апреля. Средняя дата вскрытия Камы у г. Сарапула 24 апреля. В ранние вёсны реки освобождаются ото льда в 3-й декаде марта, а в северной части — в 1-ю неделю апреля. Средняя продолжительность весеннего ледохода на малых реках 1 - 4 дня, на средних и крупных 5 - 7 дней. Весеннее половодье начинается в 1-й декаде апреля или начале 2-й. Продолжительность половодья на малых реках около месяца, на средних — 40—45 дней. На реках со значительной заболоченностью бассейна продолжительность половодья возрастает до 50—52 дней. В период весеннего половодья проходит в среднем 60-70% годового стока. Подъем уровня воды в половодье превышает наинизший летне-меженный уровень на отдельных реках на 5 - 6 м (Тойма, Вала). На многих реках превышение составляет в среднем 3,5—4,5 м. На Каме, на участке Сарапул — Каракулино, весенний подъем уровня колеблется от 4,5 до 7,5 м, в многоводные годы превышает 8,5 м. Переход с половодья на летнюю межень происходит на малых и средних реках в июне, на Каме — в июле. Этот период характеризуется низкими уровнями и временными дождевыми паводками; заканчивается обычно в сентябре. Самые низкие уровни на малых реках юга Удмуртии (Тойма, Б. Сарапулка) устанавливаются в июле, на других — в августе, на Каме — в сентябре. В отдельные годы ливневые осадки вызывают подъем уровня воды на малых и средних реках до 3 - 4 м. В осенний период из-за дождей обложного характера уровни повышаются на 1—2 м, в иные годы до 3,5—4,0 м. В зимнее время реки переходят на грунтовое питание и уровни их резко снижаются.

Первые ледяные образования появляются на реках северной части республики обычно в конце октября, на южных — в 1-й декаде ноября. Затем наблюдается осенний ледоход (шугоход) продолжительностью 5—7 дней на средних реках, 15—20 — на Каме. Ледостав устанавливается на севере 8 - 10, на юге — 17 - 20 ноября. Продолжительность ледостава изменяется от 138 - 153 дней на юге до 158 - 162 — на севере. Наибольшая толщина льда (50 - 60 см в суровые малоснежные зимы) отмечается в конце 2-й или 3-й декады марта.

После окончания весеннего ледохода на реках происходит постепенное прогревание воды. Наиболее высокая температура воды отмечается в июле, среднее значение $+23^{\circ}-+25^{\circ}\text{C}$, максимальная температура $+27^{\circ}-+29^{\circ}\text{C}$. Летом наблюдается повышение температуры воды в реках от верховий к устью, амплитуда может превышать $10^{\circ}-12^{\circ}\text{C}$. В живом сечении русла вследствие интенсивного турбулентного перемешивания воды температурные градиенты незначительны.

Режим годового стока воды рек аналогичен режиму их уровней. Расходы воды в период весеннего половодья превышают среднегодовые расходы в 10 - 20 раз. На малых реках южной половины республики, отличающихся малой лесистостью водосборов, расходы половодья превышают среднегодовые в 30-40 раз и более. Паводочные расходы по величине уступают половодным. Минимальными являются расходы в периоды летней и зимней межени; они меньше среднегодовых в 4 - 8 раз (Рысин, 1995). Значения меженного стока возрастают в заболоченных и залесённых бассейнах.

Состав воды рек гидрокарбонатно-кальциевый средней минерализации. Он изменяется от сезонных явлений в природе. Наиболее минерализованы воды в периоды зимней и летней межени (350-

600 мг/дм³), а менее — в весенние и осенние сезоны (100—250 мг/дм³). Среднегодовая мутность воды колеблется в пределах 70 - 160 г/м³. Мутность повышается в периоды половодья и паводков до 600—800 г/м³, а в отдельных случаях до 1000 г/м³. Зимой мутность снижается до 20—40 г/м³ (Рысин, 1995). Малая мутность отмечается на реках, бассейны которых сильно заболочены и залесены.

Воды рек загрязняются продуктами эрозии с сельскохозяйственных угодий, а также животноводческими, коммунально-бытовыми и промышленными сточными водами. По последним данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), водные объекты Удмуртии характеризовались в большинстве как очень загрязнённые и грязные. Доминирующими загрязняющими веществами большинства водных объектов республики являются ионы меди, среднегодовое содержание которых превышало предельно допустимые концентрации (ПДК) для рыбохозяйственных водоёмов в 5-9 раз, а также фенолы и нефтепродукты — до 2 – 3 ПДК, железо общее и цинк — до 1,5 – 2 ПДК, азот нитритный и аммонийный — до 1-3 ПДК, окисляемость по БПК-5 — до 1,6 ПДК.

4.1.1. Характеристика основных рек

КАМА (удм. Кам шур; от угорского, ср. хант. кам — прозрачный, чистый), река в УР, Пермском крае, республиках Башкортостан и Татарстан, левый приток Волги. Берёт начало у д. Карпушата Кезского района УР. На протяжении 35 км в истоках и 180 км в среднем течении протекает по территории УР. В пределах Республики Татарстан впадает в Волгу. Длина реки 2032 км, площадь бассейна 522 тыс. км². Средний уклон 0,11 м/км. В пределах Удмуртии в среднем течении преобладают скорости до 0,5 м/с. Ширина русла изменяется в пределах 500–1500 м. Глубина на плёсах достигает 3–8 м, на перекатах 1,5–2,5 м. Главные притоки на территории Удмуртии: рр. Сива, Нечкинка, Большая Сарапулка, Малая Сарапулка, Иж, Тойма (прав.); Большая Ужуиха, Шолья, Камбарка, Буй (лев.); в Пермском крае: рр. Коса, Иньва, Обва (прав.), Пильва, Вишера, Яйва, Косьва, Чусовая, Сытва (лев.); в Республике Башкортостан: р. Белая (лев.); в Республике Татарстан: рр. Вятка (прав.), Ик, Зай, Шешма (лев.). Среднегодовая амплитуда колебания уровня воды за период наблюдений (1954–1980) у г. Сарапула (после создания Камского и Воткинского водохранилищ) составляет 5,48 м. Наивысшие значения отмечались в 1957 г. (7,56 м), наинизшие — в 1975 г. (3,49 м). Высшие уровни чаще всего наблюдаются 19 мая (в 91% случаев). В период весеннего половодья уровень воды поднимается над нулём графика на 5–8 м. Наивысший уровень весеннего половодья зарегистрирован у с. Каракулино 13 мая 1957 г. (9,71 м). Значительное повышение уровня отмечается и во время дождевых паводков — до 2,5–4,5 м. Наивысший паводочный уровень отмечен у с. Каракулино 24 июня 1978 г., он превысил на 7,83 м нуль графика. Низшие уровни летней межени обычно отмечаются в начале сентября, а зимней — во 2-й половине ноября. Наинизший летний уровень у с. Каракулино был зарегистрирован 15 сент. 1954 г. (0,27 м), зимний — 13 марта 1956 г. (0,88 м). Изменение среднемесячных уровней за 2007 год на Каме у г. Сарапул представлено на графике (рис. 4.1).

В соответствии с колебанием уровней изменяются и характеристики стока реки. В период весеннего половодья на Каме (г. Сарапул) проходит в среднем 62,6% годового стока, в летне-осенний период — 28,3% и в зимний — 9,1%. Среднегодовой расход воды у г. Сарапула до создания Камской и Воткинской ГЭС составлял 1730 м³/с, наибольшие средние расходы весеннего половодья достигали 10100 м³/с, а средние максимальные расходы дождевых паводков 2090 м³/с. В настоящее время сток Камы в пределах республики регулируется водохранилищем Воткинской ГЭС.

Максимальные среднесуточные сбросы воды из водохранилища наблюдаются в мае. Расход сброса достигает 9300 м³/с (2002 г), а в среднем за 1998-2006 гг. составляет 6500 м³/с. При этом расходы воды в межень нередко колеблются от 500-1000 до 3000 м³/с. Наибольшая повторяемость характерна для среднесуточных расходов воды 1300 м³/с. Расход 5%-ной вероятности превышения равен 6000 м³/с, 50%-ной - 1650 м³/с, 95%-ной - 1100 м³/с.

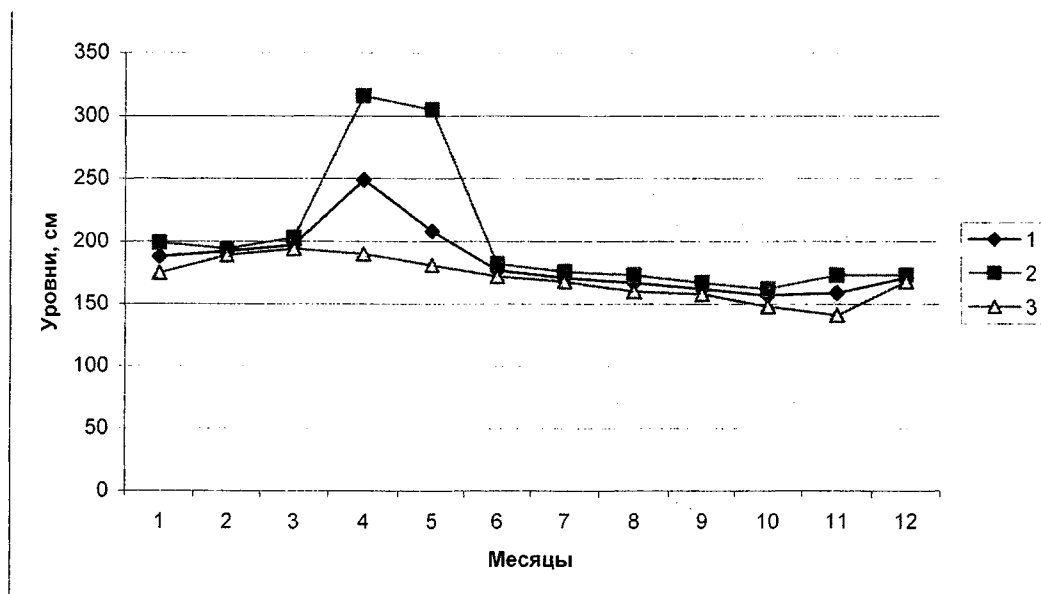


Рис. 4.1. Колебания средних (1), наибольших (2) и наименьших (3) месячных уровней р. Камы (г. Сарапул) в 2007 г.

Первые ледяные образования у г. Сарапула появляются в среднем 4 ноября, а на следующий день (в 94% случаев) наблюдается осенний шугоход продолжительностью 18–20 дней. Средняя дата установления ледостава (г. Сарапул) 24 ноября, его продолжительность в среднем 150 дней. Средняя дата начала весеннего ледохода 24 апреля (ранняя — 3 апреля, поздняя — 7 мая), его окончания - 29 апреля (ранняя — 7 апреля, поздняя — 12 мая). Весной дата перехода температуры воды через 0,2°С обычно совпадает с началом ледохода. В июле отмечаются максимальные значения температуры воды 23–27°С. Средняя дата перехода температуры воды через 0,2°С осенью 10 ноября (ранняя — 19 октября, поздняя — 9 декабря).

Общая минерализация воды в реке в пределах УР меняется от 132–200 мг/л весной до 350–400 мг/л зимой. Значение pH понижается в зимний период (6,5–6,7) и повышается в летний (7,4–7,6). Средняя мутность воды 53 г/м³, наибольшая — весной (200–250 г/м³). Объём твёрдого стока в устье превышает 6,2 млн. т/год. Вода в Каме в фоновом створе выше г. Сарапула, по данным Государственного доклада Минприроды (О состоянии..., 2008), относилась к классу очень загрязнённых вод. Наблюдалось превышение ПДК среднегодовых концентраций по меди (6 ПДК), марганцу (4,2 ПДК), железу общему (4,05 ПДК), азоту нитритов (1,57 ПДК), кобальту (1,42 ПДК). Максимальные концентрации меди достигали 12, железа общего - 4, фенолов и нефтепродуктов - 3, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅, цинка, аммонийного азота и органических веществ по величине ХПК - 1,2 – 1,8 ПДК. В контрольном створе, ниже г.Сарапула, класс качества воды не изменился. Влияние сбросов сточных вод г.Сарапула проявилось в росте среднегодовых концентраций меди до 8 ПДК, цинка - до 1,1 ПДК, азота аммонийного и органических веществ по величине ХПК - до 1 ПДК.

Река судоходна, имеет важное транспортное значение. В пределах территории республики на Каме расположены: 2 речных порта — Сарапул и Камбарка, 5 пристаней — с. Гольяны, с. Нечкино, с. Дулесово, с. Тарасово, с. Каракулино и различные населенные пункты. За пределами УР — г. Березники, г. Пермь, г. Краснокамск, г. Чайковский, г. Менделеевск, г. Набережные Челны, г. Елабуга, г. Чистополь. Река используется для получения гидроэнергии на Камской, Воткинской, Нижнекамской ГЭС, лесосплава в плотках, рыбного промысла, хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, а также в рекреационных целях.

ВЯТКА (удм. Ватка шур), река в УР, Кировской обл., Республике Татарстан, правый приток р. Камы. Берёт начало в 1 км к северо-западу от пос. Перелом Ярского района. Длина реки 1370 км, площадь бассейна 129 000 км². По территории Удмуртии протекает в своём верхнем течении около 20 км в пределах Ярского района и в нижнем течении вдоль Кизнерского района на протяжении 11 км. Средний уклон 0,13 м/км. Ширина русла у с. Крымская Слудка 325—350 м, глубина на перекатах 2—3 м. Скорость течения не превышает 0,3 м/с. Высший годовой уровень за период наблюдений с 1915 по 1980 гг. составил 9,05 м над нулем графика (54,83 м БС) и был зарегистрирован 9 мая 1979 г. Годовая амплитуда колебаний уровня за данный период изменялась в широких пределах: от 4,80 м в

1935 г. до 8,51 м в 1979 г. и в среднем составила 6,52 м. Наинизший уровень зимнего периода был отмечен 1 ноября 1975 г. (- 0,28 м), высший – 27 ноября 1978 г. (3,76 м). Наинизший уровень периода открытого русла был зарегистрирован с 20 по 28 августа 1938 г (- 0,21 м). Среднегодовой расход за период с 1918 по 1980 годы составляет 857 м³/с, модуль стока 6,86 л/с·км². В многоводные годы расходы половодья превышают 9,5 тыс. м³/с, а в межень сток может быть менее 120 м³/с. Годовой гидрограф стока реки у г. Вятские Поляны представлен на рис. 4.2. Средняя дата установления ледостава 16 ноября, его продолжительность 153 дня, средняя дата начала половодья 11 апреля. В период весеннего половодья проходит в среднем 65% годового стока. Воды реки гидрокарбонатно-кальциевого типа со средней общей минерализацией. Среднегодовой расход наносов 10 кг/с, объём твёрдого стока 3200 тыс. т/год. Средняя мутность воды 160 г/м³. Главные притоки: рр. Чепца, Быстрица, Воя, Кильмезь, Казанка, Пыжманка, Люга, Умяк (лев.); Кобра, Летка, Великая, Молома, Пижма (прав.). На р. Вятке расположены города Кирс, Слободской, Кирово-Чепецк, Киров, Котельнич, Советск, Малмыж, Вятские Поляны (Кировская обл.); Мамадыш (Респ. Татарстан). В Удмуртии на р. Вятке расположено с. Крымская Слудка, в окрестностях которого по береговым обрывам вскрываются отложения перигляциального аллювия, находится ландшафтный памятник природы — урочище «Крымско-Слудское». Здесь интенсивно развиваются оползневые процессы, боковая русловая и овражная эрозия. Река судоходна до г. Кирс, используется для лесосплава в плотках, хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, орошения и в рекреационных целях.

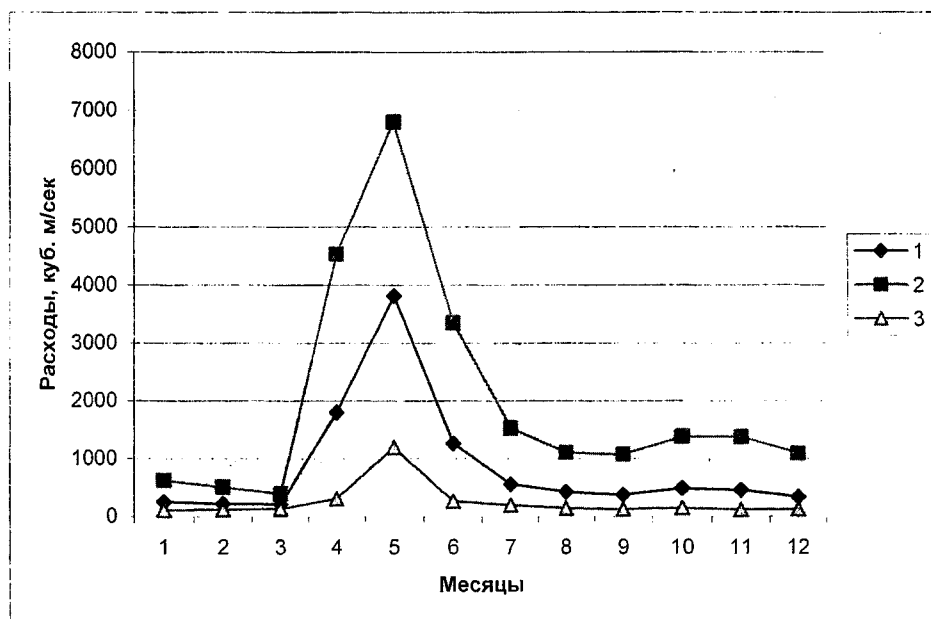


Рис. 4.2. Годовой гидрограф стока р. Вятка (г. Вятские Поляны) за период 1918 – 1980 гг:
1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

ЧЕПЦА (удм. Чупчи, от фин.- угор. *чуп —залив и общеперм. *си — река, ручей, букв. река, выходящая из залива), река в Пермском крае, Кировской области, УР; левый приток р. Вятки. Берёт начало у д. Игнатьево Пермского края и впадает в Вятку в 25 км выше г. Кирова. Длина реки 501 км, площадь водосборного бассейна 20400 км². Средний уклон 0,2 м/км. Густота речной сети в пределах бассейна 0,61 км/км². Бассейн отличается асимметричным строением: левобережье почти в 2,5 раза превышает площадь правобережья. Территорию УР пересекает в своём верхнем и среднем течении в пределах Дебёсского, Кезского, Базезинского, Глазовского и Ярского районов на протяжении 285 км. Ширина русла в верхнем течении (до устья р. Лозы) изменяется от 5–10 до 25–35 м. Глубина составляет от 0,1 до 0,6 м на перекатах и 1–3 м на плёсах. Скорость течения на плёсах 0,1–0,2 м/с, на перекатах от 0,4–0,6 до 1,0–1,3 м/с. В среднем течении ширина русла изменяется от 30–50 до 100–140 м. Глубина на плёсах составляет 2–6 м, скорость течения 0,1–0,4 м/с. Глубина на перекатах изменяется от 0,4 до 1,5 м, скорость течения 0,5–1,3 м/с. Главные ее притоки: в УР — Люк, Пызеп Верхний и Нижний, Люм, Пудем (прав.); Ирымка, Лоза с Итой, Кеп, Юнда, Сепыч, Убыть, Лекма, Лема, Сада (лев.); в Кировской обл. — Святица, Коса.

По данным многолетних наблюдений у г. Глазова (1937–2006), среднегодовая амплитуда колебания уровня воды составляет 5,3 м. В период весеннего половодья уровень воды превышает нуль графика на 3,5–6,5 м. Наивысший уровень весеннего половодья был зарегистрирован 6 мая 1979 г. — 6,98 м. Во время летне-осенних паводков уровень воды поднимается на 1,0–3,5 м выше нуля графика. Максимальный паводочный уровень (4,17 м) был отмечен 12 сентября 1950 г. Низшие уровни летней межени обычно отмечаются в середине августа, зимней — в начале ноября. Минимальный летний уровень зарегистрирован 14 августа 1954 г. (-0,09 м), зимний — 10 октября 1975 г. (0,05 м).

В период весеннего половодья на Чепце (у г. Глазова) проходит в среднем 66% годового стока, изменяясь по годам от 43% до 86%. Максимальный расход весеннего половодья 6 мая 1979 г. достиг 1800 м³/с. Средний расход летней межени 10,9 м³/с (минимальный — 3,72 м³/с), зимней — 8,59 м³/с (минимальный — 3,17 м³/с). Среднегодовой расход воды у Глазова равен 65,55 м³/с, у с. Полом (1933–2007) 37,2 м³/с. Бассейн Чепцы характеризуется высокой водностью, средний модуль стока составляет 6,9 л/с·км². В период наблюдений проявилась тенденция возрастания водности реки, что отчетливо видно на графике (рис. 4.3). Наиболее низкий сток в створе у с. Полом наблюдался в 1969 г. (6,18 м³/с), самый высокий — в 1990 г., когда среднегодовой сток составил 61,5 м³/с. Годовой гидрограф стока реки у г. Глазова представлен на рис. 4.4.

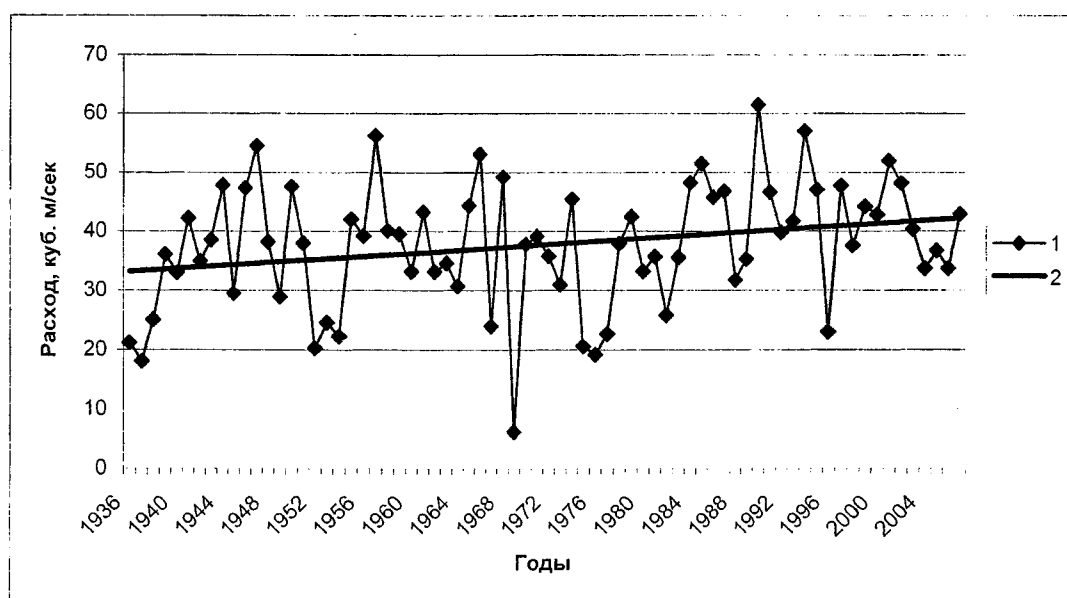


Рис. 4.3. График среднегодовых расходов (1) с линией тренда (2) р. Чепцы (с. Полом) за период 1936 – 2007 гг.

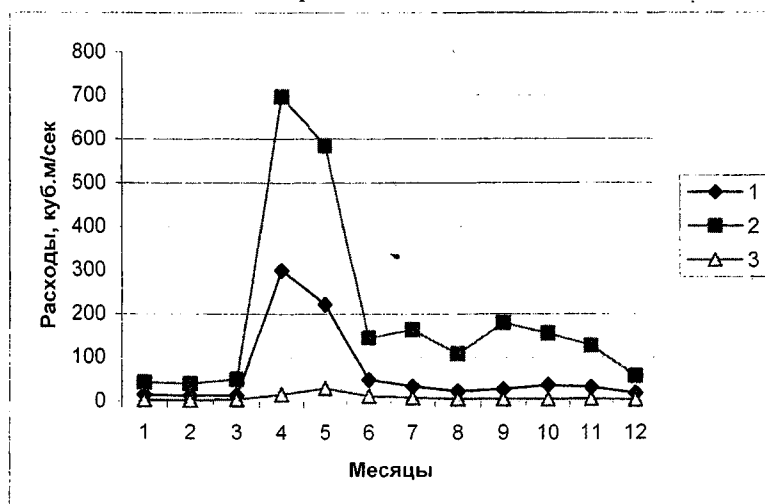


Рис. 4.4. Годовой гидрограф стока р. Чепцы (г. Глазов) за период 1937 – 2007 гг.: 1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

Весенний ледоход обычно начинается в середине апреля. Половодье продолжается 45 дней, заканчивается чаще в середине 3-й декады мая. Средняя дата перехода температуры воды через $0,2^{\circ}\text{C}$ весной — 20 апреля. Во 2-й декаде июля температура воды может подниматься до $25\text{--}29^{\circ}\text{C}$. Осенью переход температуры воды через $0,2^{\circ}\text{C}$ происходит в конце октября.

По преобладающим ионам вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциево-магниева. Общая минерализация изменяется в пределах $100\text{--}600\text{ мг/дм}^3$. Среднегодовая мутность составляет 130 г/м^3 . Наибольшая мутность отмечается в весеннее половодье $800\text{--}1000\text{ г/м}^3$. За год Чепца выносит $200\text{--}300$ тыс. т наносов. По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), вода в Чепце у с. Полом относилась к 3-му классу разряда Б очень загрязненных вод. Среднегодовые концентрации меди составили 6, железа общего — 2, фенолов — 1,3 ПДК, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ и азота аммонийного достигли уровня ПДК. Максимальные концентрации меди достигали 12, железа общего — 7, фенолов, нефтепродуктов и азота аммонийного — 3, цинка — 2, органических веществ по величине ХПК — 1,9, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ — 1,5 ПДК. Ниже по течению, в черте г. Глазова, качество воды не изменилось. Среднегодовые концентрации превышали допустимые нормы (ПДК) по ионам меди в 6, железу общему — в 1,9, фенолам и цинку — в 1,2-1,4 раза. Максимальные разовые концентрации меди достигали 9, железа общего — 6, цинка — 5, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ и фенолов — 3, нефтепродуктов и азота аммонийного — 1,8-2 ПДК, органических веществ по величине ХПК — 1,1 ПДК, азота нитритного достигли уровня ПДК.

Река не судоходна. Пойма Чепцы сильно заболочена, на большинстве болот ведутся разработки торфа. На реке в пределах УР расположены: г. Глазов, пгт. Базезино, с. Яр, с. Дебёсы; в Кировской обл. — г. Зуевка, г. Кирово-Чепецк, пос. Фалёнки, Косино, Чепецкий и др. Река используется для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, любительского рыболовства, в рекреационных целях. В двух км к западу от с. Дебёсы на правом склоне долины реки находится памятник природы — гора Байгурезь.

КИЛЬМЕЗЬ (удм. Калмез; от др. удм. *кыли — мелкая рыба и общеперм. *месь — водный источник), река в УР и Кировской обл., лев. приток р. Вятки. Берёт начало в небольшом болоте на территории Красногорского района в 4,5 км к северо-западу от пос. Пионерский Игринского района и впадает в р. Вятку на территории Кировской области. Длина реки 270 км, площадь бассейна 17240 км^2 . Средний уклон реки $0,4\text{ м/км}$. Густота речной сети в пределах бассейна $0,48\text{ км/км}^2$. На территории УР Кильмезь протекает своим верхним и средним течением преимущественно в пределах Селтинского и Сюмсинского районов (195 км). В верховьях река течёт в низких, сильно заболоченных берегах. Долина слабо врезанная, сложена преимущественно песками. Ширина русла в среднем течении изменяется от $20\text{--}50$ до $75\text{--}100\text{ м}$. Скорость течения $0,4\text{--}0,5\text{ м/с}$. Средние глубины на перекатах $0,2\text{--}0,5\text{ м}$, на плёсах — $1,5\text{--}2,5\text{ м}$. Главные притоки: рр. Пестерь, Уть с Турной, Кырчма, Лумпун, Лобань, Кульма (прав.); Кутык, Арлеть, Нузык, Вала (лев.). По данным гидропоста в д. Вичмарь Кировской обл. (1931–1935, 1938–1940, 1955–1980), среднегодовая амплитуда колебания уровня воды в реке составляет 4,51 м. В период весеннего половодья уровень воды превышает нуль графика на $6,5\text{--}8,5\text{ м}$. Наивысший уровень весеннего половодья ($9,00\text{ м}$) зарегистрирован 6 мая 1979 г., максимальный летне-осенний ($4,99\text{ м}$) — 12 июля 1971 г. Низшие уровни летней межени отмечаются в конце августа и начале сентября, зимней — в начале ноября. Наинизший летний уровень зарегистрирован 31 августа 1960 г. — $2,69\text{ м}$, зимний — 12 ноября 1961 г. — $2,69\text{ м}$.

В период весеннего половодья на Кильмези (д. Вичмарь) проходит в среднем 61% годового стока, изменяясь по годам от 43 до 81%. Максимальный расход весеннего половодья был отмечен 4 мая 1979 г., он составил $1570\text{ м}^3/\text{с}$. Средний расход летней межени $21,8\text{ м}^3/\text{с}$ (минимальный $11,5\text{ м}^3/\text{с}$), зимней — $19,4\text{ м}^3/\text{с}$ (минимальный $9,6\text{ м}^3/\text{с}$). Среднегодовой расход воды у д. Вичмарь равен $84,6\text{ м}^3/\text{с}$, у д. Мал. Сюмси — $27,2\text{ м}^3/\text{с}$. Среднее значение модуля стока для бассейна Кильмези составляет $5,2\text{ л/с}\cdot\text{км}^2$. Осенний ледоход (шугоход) начинается в среднем течении 31 октября и продолжается обычно 8 дней. После окончания шугохода устанавливается ледостав, средняя продолжительность его 160 дней. В конце 1-й декады апреля начинается весеннее половодье, а через 8–10 дней наблюдаются подвижки льда. Весенний ледоход продолжается 3–4 дня, половодье растянуто, средняя продолжительность 52 дня. Дата перехода температуры воды через $0,2^{\circ}\text{C}$ весной совпадает с началом ледохода. В июле вода прогревается до $25\text{--}27^{\circ}\text{C}$. Осенью переход температуры воды через $0,2^{\circ}\text{C}$ происходит в середине 1-й декады ноября.

По химическому составу вода в реке гидрокарбонатно-кальциевая. Общая минерализация изменяется в пределах $100\text{--}400\text{ мг/дм}^3$. Вода отличается значительным содержанием органических

веществ и малой мутностью из-за высокой лесистости и заболоченности бассейна. Вследствие длительного лесосплава в 1950–1977 гг. в русле накопилось большое количество топляка. По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2003), в воде реки (пос. Кильмезь) среднегодовые концентрации ионов железа составляли 9 ПДК, нефтепродуктов – 6,4 ПДК, ионов меди – 4,4 ПДК, марганца – 4,3 ПДК, азота аммонийного – 1,4 ПДК. По индексу загрязнения воды относятся к 5-му классу «грязных» вод. Река не судоходна. На ней расположены два поселка Кильмезь (в УР и Кировской области). Используется в хозяйственно-бытовых и рекреационных целях, для любительского рыболовства. На 1-й надпойменной террасе в 0,2 км к северу от д. Головизнин Язок находится ландшафтный памятник природы — урочище «Талый ключ».

ВАЛА (удм. Вало шур; от общеперм. *va — вода, река ло — суфф.), река в УР и Кировской обл., левый приток р. Кильмезь. Берёт начало в 4 км к северо-востоку от д. Малый Кармыж Можгинского района. Протекает по территории Можгинского, Вавожского и Сюмсинского районов УР, устье находится в Кировской обл. Длина реки 196 км, площадь бассейна 7360 км². Средний уклон 0,6 м/км. Густота речной сети в пределах бассейна 0,50 км/км². Ширина русла в верхнем течении (до устья р. Нылги) 10–18 м. Глубина изменяется от 0,1–0,9 м на перекатах, до 1,0–2,0 м на плёсах. Скорость течения реки на этом участке 0,2 м/с. В среднем течении (до устья р. Какмож) ширина русла 20–30 м, глубина увеличивается до 0,5–1,5 м на перекатах и 2,0–2,8 м на плёсах. Скорость течения возрастает до 0,3 м/с. В нижнем течении ширина русла 40–50 м, скорость 0,4 м/сек. Существенных изменений глубин не наблюдается. Главные притоки: рр. Пычас, Нылга, Ува, Какмож, Инга, Пижил, Сюрек (прав.); Ныша, Сюга, Сюгинка, Кылт, Седмурча, Идык (лев.).

По данным наблюдений гидропоста в с. Вавож (1933–2007), среднегодовая амплитуда колебания уровня воды 5,33 м. В период весеннего половодья уровни воды превышают нуль графика (условный меженный уровень) на 5,0–6,0 м. Наивысший уровень весеннего половодья зарегистрирован 2 мая 1979 г. — 6,4 м. Во время летне-осенних паводков уровень воды поднимается на 1,0–2,0 м выше нуля графика. Наивысший паводочный уровень (2,47 м) был отмечен 12 сентября 1950 г. Низшие уровни летней межени обычно отмечаются в начале 3-й декады августа, зимней — в конце ноября. Наинизший летний уровень зарегистрирован 23 июня 1973 г. (– 0,25 м), зимний — 23 октября 1975 г. (0,13 м).

В период весеннего половодья (у с. Вавож) проходит в среднем 63% годового стока, изменяясь по годам от 33 до 82%. Максимальный расход весеннего половодья отмечен 2 мая 1979 г. — 468 м³/с. Средний расход летней межени — 3,75 м³/с, минимальный — 1,50 м³/с, зимней — 4,22 м³/с, минимальный — 1,14 м³/с. Среднегодовой расход у с. Вавож (1952–2006) — 22,39 м³/с. Многолетний годовой гидрограф стока реки у с. Вавож показан на рис. 4.5. Изменения среднегодовых расходов за многолетний период наблюдений имеют восходящий тренд (рис. 4.6).

Максимальные среднегодовые расходы зарегистрированы в 2002 г. (34,1 м³/с) и в 1990 г. (36 м³/с), самыми маловодными были 1984 г. (13,2 м³/с) и 1975 г. (12,6 м³/с). Бассейн Вала характеризуется невысокой водностью, среднее значение модуля стока — 4,66 л/с·км².

Ледяные образования появляются в первых числах ноября. Ледостав устанавливается в конце 1-й декады ноября средней продолжительностью 157 дней. Весеннее половодье начинается в середине 1-й декады апреля, а через 7–10 дней происходит вскрытие реки ото льда. Весенний ледоход непродолжительный — 3–4 дня. Средняя дата перехода воды через 0,2°С весной 17 апреля. Во 2-й декаде июля температура воды может подниматься до 25–28°С. Осенью переход температуры воды через 0,2°С происходит в середине 1-й декады ноября. Река не судоходна. На р. Вале расположены пос. Сюрек, Черёмушки, с. Вавож. Река используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения, орошения, любительского рыболовства и в рекреационных целях. По преобладающим ионам вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциево-магниева со средней общей минерализацией. По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2003), вода в нижнем течении (д. Мука-Какси) загрязнена ионами железа — до 23,9 ПДК (среднегодовая концентрация), нефтепродуктами — до 6,0 ПДК, ионами марганца — 5,85 ПДК, меди — 4,9 ПДК, БПК-5 — 1,65 ПДК и азота аммонийного (1,6 ПДК).

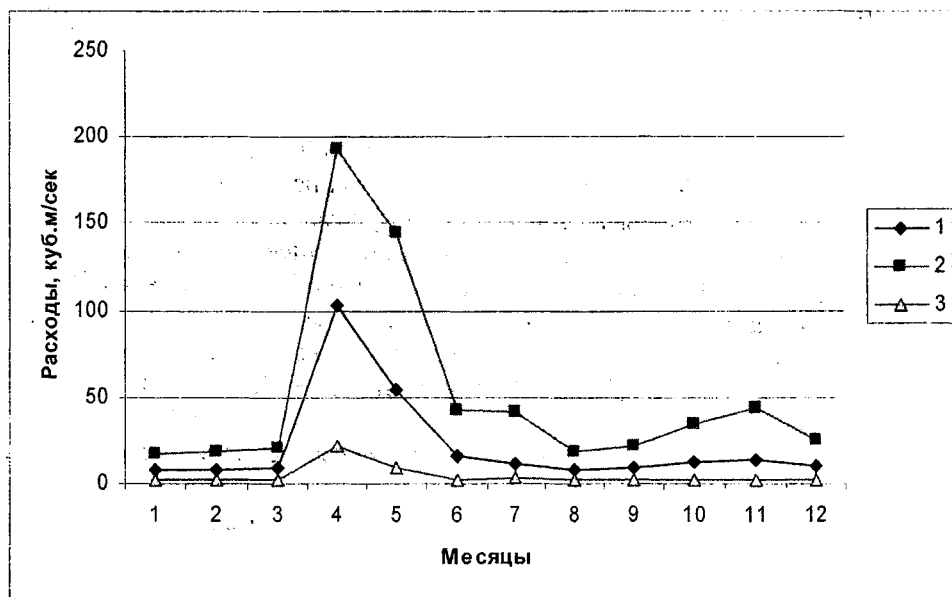


Рис. 4.5. Годовой гидрограф стока р. Валы (с. Вавож) за 1952 – 2007 гг.:
1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

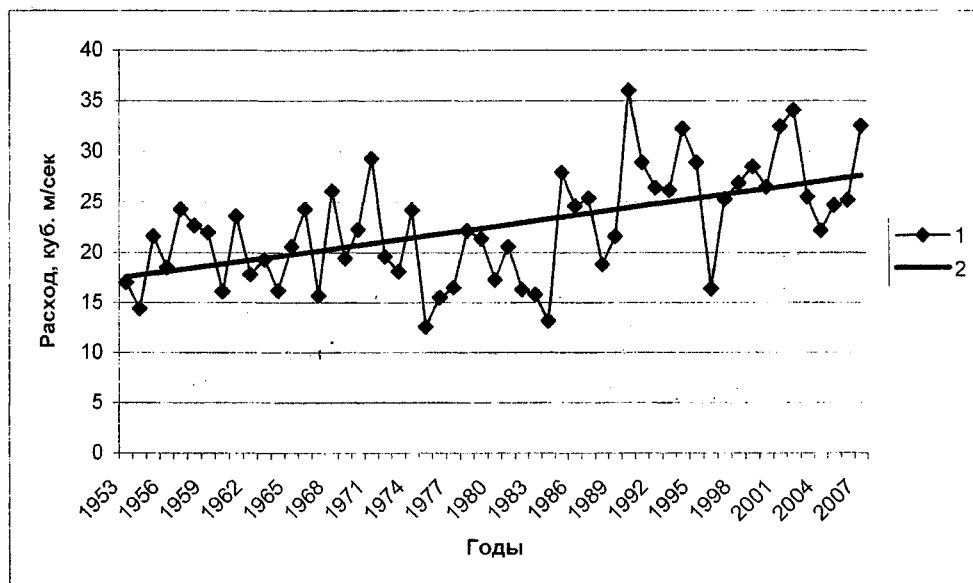


Рис. 4.6. График среднегодовых расходов (1) с линией тренда (2) р. Валы (с. Вавож)
за 1953 – 2007 гг.

ИЖ (от древнеудм. оч — родник), река в УР и Республике Татарстан, правый приток р. Камы. Начинается от слияния рек Большой Иж и Малый Иж. Большой Иж берёт начало от родника, расположенного в 1,2 км к северу от д. Малые Ошворцы Якшур-Бодьинского района. Истоком р. Малый Иж также является родник, расположенный в 0,5 км к северо-западу от д. Урсо Шарканского района. Длина реки 270 км, площадь бассейна 8510 км². Средний уклон 0,6 м/км. Густота речной сети в пределах бассейна выше г. Агрыза 0,46 км/км². По территории республики протекает верхним и средним течением в пределах Якшур-Бодьинского, Завьяловского, Малопургинского и частично Киясовского районов (191 км), впадает в Каму вблизи пос. Ижевский источник Республики Татарстан. Устье р. Иж с 1981 г. находится в подпоре Нижнекамского водохранилища. Ширина русла в среднем течении изменяется от 15 до 30 м, в нижнем достигает 50–60 м. Глубина на перекатах изменяется от 0,5–1,0 м в верхнем течении, до 1,5–3,3 м в среднем и нижнем. Скорость течения составляет 0,3 м/с в верхнем и нижнем течении, на отдельных участках в среднем течении возрастает до 0,4 м/с или уменьшается до 0,1–0,2 м/с. Главные притоки: рр. Селычка, Чур, Люк, Сепыч,

Постолка, Бобинка, Чаж с Юринкой, Варзинка (прав.); Мукшинка, Вожойка, Позимь, Кырыкмас (лев.).

По данным наблюдений у г. Агрыз (1935–1980), среднегодовая амплитуда колебания уровня воды составляет 4,31 м. В период весеннего половодья уровни воды превышают нуль графика (условный меженный уровень) на 5,0–6,5 м. Наивысший уровень весеннего половодья зарегистрирован 1 мая 1979 г. — 6,8 м. Во время летне-осенних паводков уровень воды поднимается на 2,5–4,0 м выше нуля графика. Наивысший паводочный уровень (4,5 м) отмечен 10 июня 1975 г. Низшие уровни летней межени отмечаются в конце августа, зимней — в конце ноября. Наинизший летний уровень зарегистрирован 10 июля 1954 г. (1,34 м), зимний — 10 ноября 1953 г. (1,40 м). В период весеннего половодья на р. Иж (Агрыз) проходит в среднем 58% годового стока, изменяясь по годам от 31% до 79%. Максимальный расход весеннего половодья отмечен 1 мая 1979 г. — 587 м³/с. Средний расход летней межени — 4,5 м³/с (минимальный — 2,12 м³/с), зимней — 4,5 м³/с (минимальный — 1,58 м³/с). Среднегодовой расход воды у г. Агрыз (1935–1980) равен 17,7 м³/с. Бассейн р. Иж характеризуется невысокой водностью, среднее значение модуля стока выше г. Агрыз — 4,46 л/с·км².

Ледяные образования появляются в конце 1-й декады ноября. Ледостав устанавливается обычно 21–25 ноября. Средняя продолжительность ледостава 133 дня. Весеннее половодье начинается в начале 1-й декады апреля, через 5–6 дней происходит вскрытие реки ото льда. Весенний ледоход непродолжительный — 4–6 дней. Переход температуры воды через 0,2°С весной происходит обычно через 1–2 дня после начала половодья. Максимальная температура воды наблюдается в июле и достигает 25–27°С. Осенью переход температуры воды через 0,2°С часто происходит за 4 дня до установления ледостава. Химический состав воды гидрокарбонатно-кальциево-магниевый. Общая ионная минерализация воды варьируется в пределах 150–400 мг/дм³. От верховьев к устью минерализация возрастает. Средняя мутность воды 37–140 г/м³. Наибольшая мутность отмечается в период половодья и часто превышает 500–800 г/м³. Среднегодовой объём стока наносов у г. Агрыз 41 тыс. т.

По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), вода в р. Иж выше г. Ижевска относилась к 3-му классу разряда Б загрязненных вод. Среднегодовые концентрации меди составили 6, железа общего — 3 ПДК, нефтепродуктов и легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ — 1,1 ПДК, фенолов достигли уровня ПДК. Максимальные концентрации меди достигали 10, железа общего — 6, фенолов и нефтепродуктов — 4 и 3 ПДК соответственно, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅, азота аммонийного, органических веществ по величине ХПК и цинка — 1,2 – 2 ПДК. В контрольном створе ниже г. Ижевска качество воды значительно ухудшилось и относилось к 4-му классу разряда А грязных вод. Влияние сбросов сточных вод г.Ижевска проявилось в росте среднегодового содержания нитритного и аммонийного азота (1-3 ПДК), цинка и фосфатов (до 1,5-1,2 ПДК), меди до 8 ПДК, а также в повторяемости превышений допустимых норм разовыми концентрациями нефтепродуктов, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅, аммонийного и нитритного азота, фенолов и фосфатов. Кислородный режим ухудшился, среднегодовая концентрация составила 8,78 мг/л. Максимальные концентрации меди достигали 15, аммонийного и нитритного азота — 7 и 5 ПДК соответственно, нефтепродуктов, фенолов и цинка — 4 ПДК, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ и фосфатов — 3-2 ПДК, железа общего и органических веществ по величине ХПК — 1,8 и 1,6 ПДК соответственно. В трансграничном створе у пос. Яган Малопургинского района качество вод по сравнению с 2006 г. (ИЗВ 2,04) заметно ухудшилось и относится к 4-му классу загрязненных вод с ИЗВ 2,617. Среднегодовые концентрации по марганцу составили 3,67, меди — 2,73, величине БПК₅ — 2,48, азоту нитритов — 3,42, нефтепродуктам — 1,93 ПДК. Максимальные концентрации по марганцу составили 7,3, меди — 4,0, органические вещества по величине БПК₅ — 4,90, азоту нитритов — 8,87 и нефтепродуктам — 7,00 ПДК. На р. Иж расположен г. Ижевск — столица УР, имеется крупнейший в республике пруд. Река используется для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, орошения и в рекреационных целях.

ЛЮЗА (от манс. лусэм — старица, букв. река со старицами), река в УР, левый приток р. Чепцы. Берёт начало в болотистой местности в 5 км к юго-западу от д. Кургальск Якшур-Бодьинского района. В среднем и нижнем течении протекает по территории Игринского района. Длина реки 127 км, площадь бассейна 3030 км². Средний уклон реки 0,5 м/км. Густота речной сети в пределах бассейна 0,64 км/км². Ширина русла в среднем течении 15-20 м, глубина редко превышает 1,5–1,6 м. Преобладающая скорость течения 0,2 м/сек. В нижнем течении ширина русла возрастает до 20–36 м, глубина изменяется от 0,8–1,5 м на перекатах до 2,5–3,5 м на плёсах. Главные притоки: рр.

Нязь, Инга (прав.); Утемка, Саля (лев.). Среднегодовая амплитуда колебания уровня воды в реке, по данным стационарных наблюдений у пгт. Игра (1956–2007), 3,9 м. В период весеннего половодья уровень воды превышает нуль графика на 3,5–5,0 м. Наивысший уровень весеннего половодья (5,42 м) зарегистрирован 3 мая 1979 г. Во время летне-осенних паводков уровень воды поднимается на 1,0–2,0 м выше нуля графика. Наивысший паводочный уровень (2,98 м) отмечен 20 июля 1971 г.

В период весеннего половодья на Лозе (у пгт. Игра) проходит в среднем 61% годового стока, изменяясь по годам от 43 до 81%. Максимальный расход весеннего половодья (3 мая 1979 г.) достигает 253 м³/с. Средний расход летней межени 1,42 м³/с (минимальный 0,55 м³/с), зимней - 1,27 м³/с (минимальный 0,39 м³/с). Среднегодовой расход воды у пгт. Игра за 1956–2006 гг. составил 8,04 м³/с., изменяясь от 3,76 м³/с в 1975 г. до 14,5 м³/сек в 2001 г. Среднемесячные расходы за данный период варьировались от 0,76 м³/с в декабре 1961 г. до 66,5 м³/с в апреле 1991 г. Многолетний годовой гидрограф стока реки у пгт. Игра представлен на рис. 4.7. Весенний ледоход обычно начинается в конце 2-й декады апреля (ранняя дата 7 апреля, поздняя 1 мая), через 9–11 дней после начала половодья, и продолжается около 5 дней. Средняя дата перехода температуры воды через 0,2°C весной 21 апреля. К началу 2-й декады июля температура воды может подняться до 24–26°C. Осенью переход температуры воды через 0,2°C происходит в первых числах ноября.

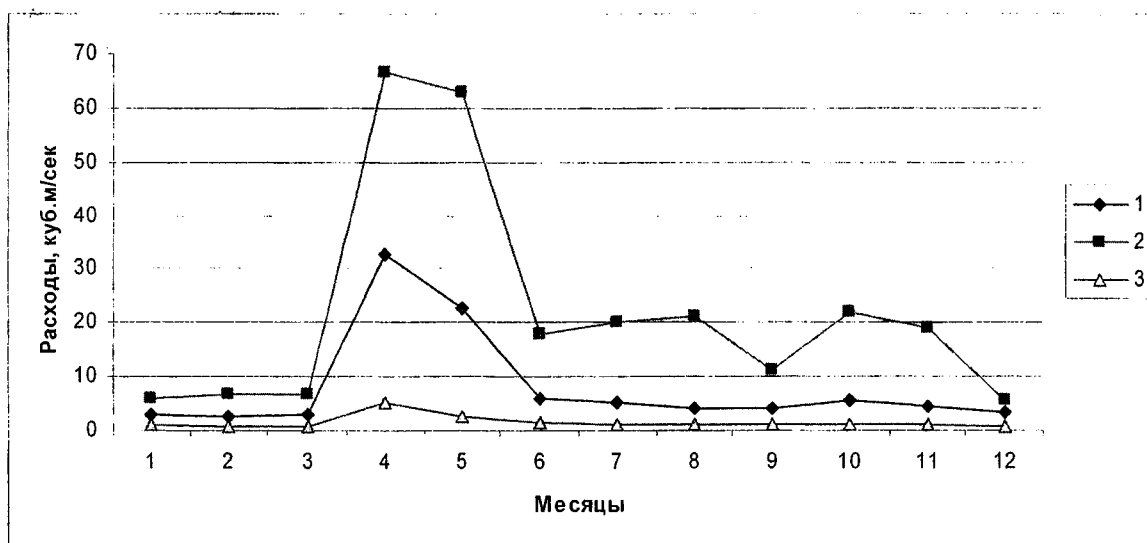


Рис. 4.7. Годовой гидрограф стока р. Лозы (пгт. Игра) за 1952 – 2007 гг.:
1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

По преобладающим ионам вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциево-магниевая со средней минерализацией. По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), вода в Лозе ниже пос. Игра характеризовалась как очень загрязнённая и оценивалась 3-м классом качества, разрядом Б. Кислородный режим был благоприятным (среднегодовая концентрация – 9,48 мг/л). Из загрязняющих веществ в воде преобладали ионы меди, средняя годовая концентрация достигала 6 ПДК, железа общего - 2, фенолов и цинка - 1,3 ПДК. Максимальные концентрации меди достигали 9, железа общего – 7, цинка – 4, фенолов и азота аммонийного – 3, нефтепродуктов, органических веществ по величине ХПК – 2, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ – 1,4 ПДК. Река не судоходна. В бассейне реки ведётся разработка нефтяных месторождений. На Лозе расположен пгт. Игра. Река используется для хозяйственно-бытового и производственного водоснабжения, любительского рыболовства, в рекреационных целях. На правом склоне долины реки у д. Зянтемошур Игринского района находится гидрологический памятник природы — родник «Ласковый».

ЛУМПУН (от самодийского, ср. селькуп. лумпӧ — болото и манс. унь — запруда, букв. болотная река с запрудами), река в Кировской области и УР, правый приток Кильмези. Берёт начало у д. Русский Сурвай Кировской области. Длина реки 158 км, площадь водосборного бассейна 1550 км². Средний уклон 0,7 м/км. Густота речной сети в пределах бассейна 0,52 км/км². По территории УР протекает средним и нижним течением в пределах Сюмсинского района на протяжении 75 км. Ширина русла в среднем течении 20–30 м, глубина на перекатах меняется от 0,5 до 1,2 м. Скорость

течения 0,2 м/с. В нижнем течении ширина русла возрастает до 27–32 м, скорость увеличивается до 0,4 м/с. Главные притоки: рр. Курма, Мусыр, Оик (прав.); Сюрсюк, Гуринка, Лемка, Нерцинка, Чернушка (лев.). Среднегодовая амплитуда колебания уровня воды (д. Шмыки, 1934–2006) составляет 3,40 м. В период весеннего половодья на р. Лумпун (у д. Шмыки) проходит в среднем 61% годового стока, изменяясь по годам от 33% до 80%. Максимальный расход весеннего половодья отмечался 3–4 мая 1979 г. — 292 м³/с. Средний расход летней межени — 1,59 м³/с (минимальный — 0,78 м³/с), зимней — 1,35 м³/с (минимальный — 0,55 м³/с). По наблюдениям среднегодовой расход за 1936–2006 гг. составляет 8,32 м³/с. Колебания среднемесячных расходов за многолетний период показаны на графике (рис. 4.8). Многолетний годовой гидрограф стока реки у д. Шмыки представлен на рис. 4.9, где отчетливо прослеживается положительный тренд, указывающий на возрастание водности реки.

Ледяные образования появляются в конце октября — начале ноября. Продолжительность ледостава — 159 дней. Средняя дата начала весеннего половодья — 11 апреля, через 6 дней обычно происходит вскрытие реки ото льда. Продолжительность весеннего ледохода 3 дня. Переход температуры воды через 0,2°С происходит обычно через день после окончания ледохода. Максимальная температура воды наблюдается в июле и достигает 24–26°С. Река не судоходна, её бассейн в пределах республики отличается высокой залесённостью. Используется для хозяйственно-бытового водоснабжения, любительского рыболовства. В бассейне реки находится Лумпунский бобровый заказник.

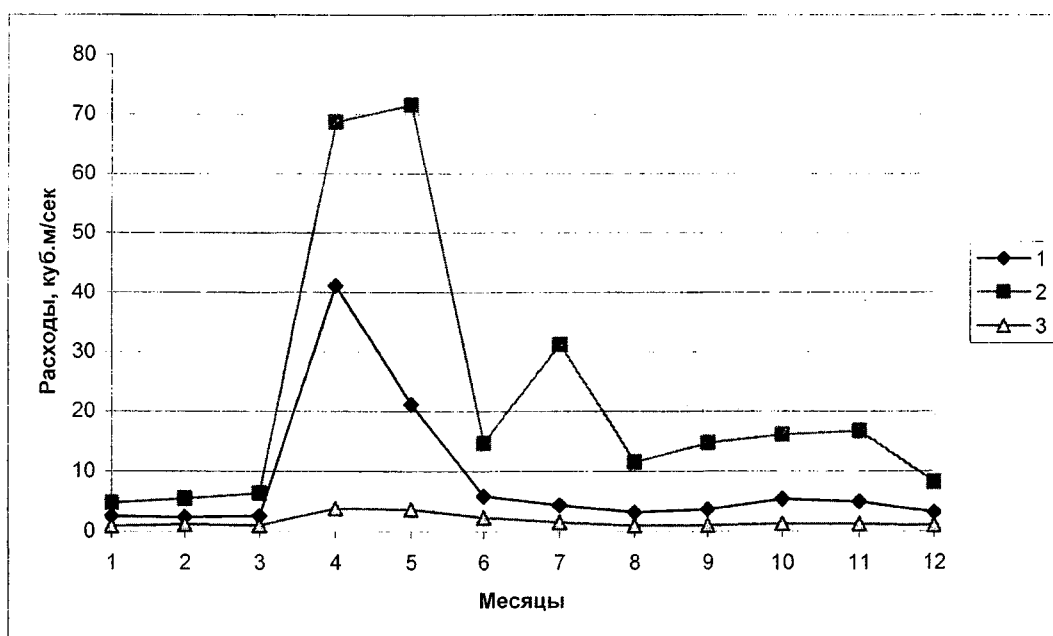


Рис. 4.8. Годовой гидрограф стока р. Лумпун (д. Шмыки) за период 1936 – 2007 гг.:
1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

НЫЛГА (назв. рода Нылга, от общеперм. *nūl — девушка и суф. -га), река в УР, правый приток р. Валы. Берёт начало из родника в 2 км к северо-востоку от д. Эрестем Увинского района. Протекает преимущественно в пределах Увинского района, за исключением небольших участков в верховье (Як.-Бодьинский район). Длина реки 86 км, площадь водосборного бассейна 1230 км². Средний уклон 1,6 м/км. Ширина русла в среднем течении — 7–10 м, в нижнем возрастает до 10–12 м, а местами до 20 м. Глубина на перекатах 0,5–0,8 м, на плёсах — 1,5–2,5 м. Преобладающие скорости течения в верховьях 0,2–0,3 м/с, в среднем и нижнем течении — 0,2 м/с. Главные притоки: рр. Сямпок, Уня (прав.); Сия, Лоллезка (лев.). По данным стационарных наблюдений у с. Нылга (1967–2007), среднегодовая амплитуда колебания уровня воды составляет 2,43 м. Уровни воды весеннего половодья превышают нуль графика на 3,0–3,5 м. Уровень воды летне-осенних паводков

поднимается на 1,5–2,3 м выше нуля графика. Наинизшие уровни летней межени отмечаются в сентябре, зимние — в начале 2-й декады ноября.

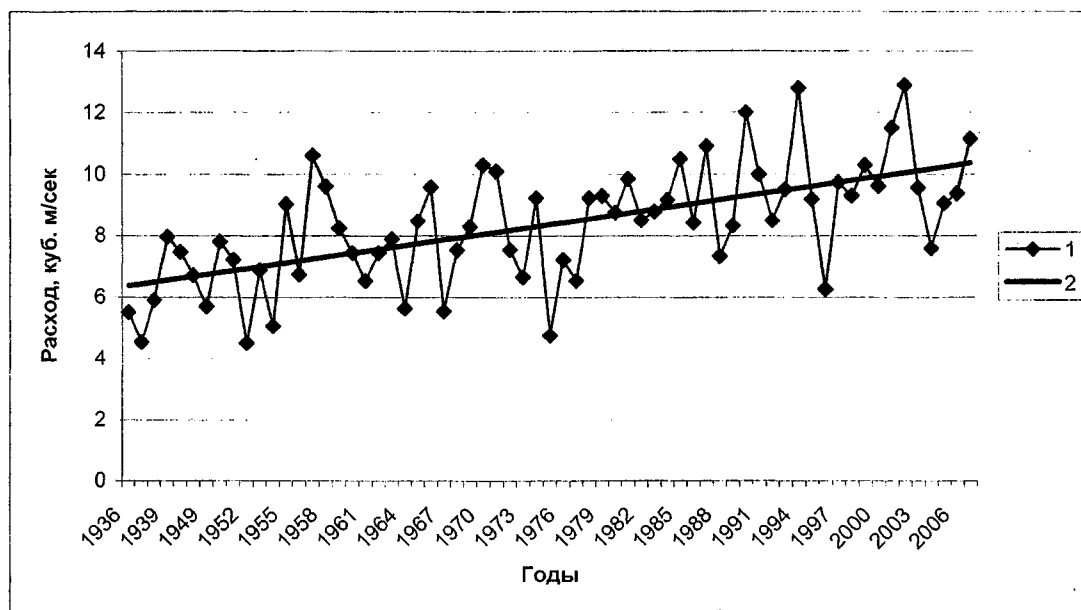


Рис. 4.9. График среднегодовых расходов (1) с линией тренда (2) р. Лумпун (д. Шмыки) за период 1936 – 2007 гг.

В весеннее половодье проходит в среднем 55% годового стока. Максимальный расход весеннего половодья достигает $71,6 \text{ м}^3/\text{с}$ (1 мая 1979 г.). Средний расход летней межени $0,83 \text{ м}^3/\text{с}$ (минимальный $0,52 \text{ м}^3/\text{с}$), зимней — $1,24 \text{ м}^3/\text{с}$ (минимальный $0,77 \text{ м}^3/\text{с}$). Среднегодовой расход воды у с. Нылга за период наблюдений (1968 – 2007) составляет $6,23 \text{ м}^3/\text{с}$, среднее значение модуля стока — $4,38 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$. Среднемесячные расходы изменяются от $0,5 \text{ м}^3/\text{с}$ в августе 1981 г. до $51,9 \text{ м}^3/\text{с}$ в апреле 1990 г. Многолетний годовой гидрограф стока реки у с. Нылга показан на рисунке 4.10. Средняя дата появления ледяных образований у с. Нылга — 28 октября. Средняя дата установления ледостава — 8 ноября, продолжительность 155 дней. Весенний ледоход обычно начинается в начале 2-й декады апреля, через неделю после начала половодья, и продолжается около 4 дней. Половодье продолжается в среднем 41 день, заканчивается в середине мая. Средняя дата перехода температуры воды через $0,2^\circ\text{C}$ весной 14 апреля. К середине июля температура воды может подниматься до $24\text{--}27^\circ\text{C}$. Осенью переход температуры воды через $0,2^\circ\text{C}$ происходит в первых числах ноября. По преобладающим ионам вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциево-магниевая со средней минерализацией. На реке расположены: с. Нылга, д. Кыйлуд. Река не судоходна, используется для хозяйственно-бытового водоснабжения, любительского рыболовства и в рекреационных целях.

ПОЗИМЬ, река в УР, левый приток р. Иж. Берёт начало в 2 км к западу от с. Верхнепозимь Воткинского района. В среднем и нижнем течении протекает по территории Завьяловского района. Длина реки 52 км, площадь водосборного бассейна 796 км^2 . Средний уклон $1,9 \text{ м/км}$. Ширина русла в низовьях 8–10 м, средняя глубина на створах изменяется от 0,8–1,5 м до 2,0–2,6 м. Скорость течения в основном $0,2 \text{ м/с}$. Главные притоки: р. Июль, Вожойка (прав.); Казмаска, Быдвайка (лев.). По данным наблюдений гидропоста (г. Ижевск, 1974–2006), среднегодовой расход воды составляет $4,06 \text{ м}^3/\text{с}$, модуль стока $4,19 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$. Наибольший расход ($106 \text{ м}^3/\text{с}$) отмечен 2 мая 1979 г. Наименьший расход в зимнюю межень $0,4 \text{ м}^3/\text{с}$ (отмечен 16 декабря 1974 г.), летне-меженный — $0,6 \text{ м}^3/\text{с}$ (17 июня 1975 г.). Многолетний годовой гидрограф стока реки у г. Ижевска показан на рис. 4.11. Годовой объём стока изменяется от 60,2 млн. м^3 в 1975 г. до 150 млн. м^3 в 1986 г.

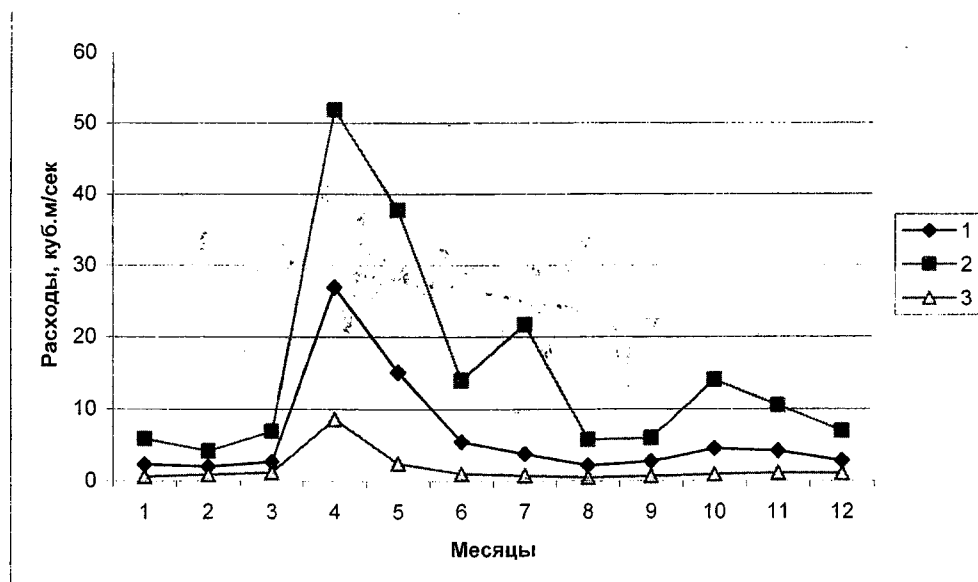


Рис. 4.10. Годовой гидрограф стока р. Нылги (с. Нылга) за 1968 – 2007 гг.: 1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

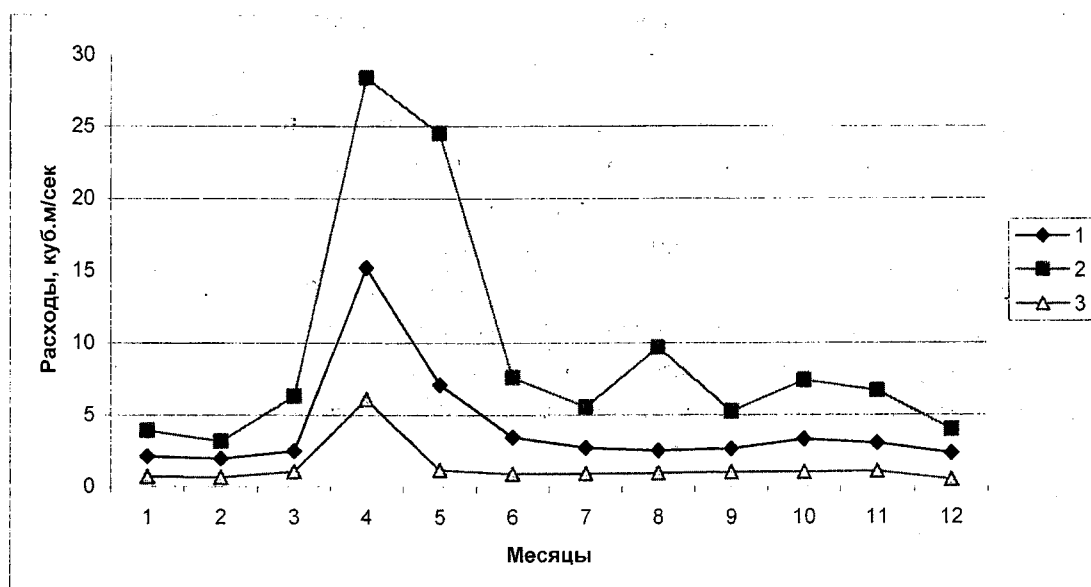


Рис. 4.11. Годовой гидрограф стока р. Позими (г. Ижевск) за 1974 – 2007 гг.: 1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), вода р. Позимь по качеству относилась к 4-му классу разряда А грязных вод. Кислородный режим был удовлетворительным (среднегодовое содержание составило 8,59 мг/л). Среднегодовые концентрации по ионам меди превышали норму (ПДК) в 9, фенолам – 3, железу общему, цинку, аммонийному и нитритному азоту, легкоокисляемым органическим веществам по величине БПК₅ – 1,2 – 1,5 раза, а среднегодовые концентрации органических веществ по величине ХПК достигли уровня ПДК. Максимальные концентрации меди составили 12, фенолов – 9, цинка – 3, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅, аммонийного и нитритного азота, железа общего и нефтепродуктов – 1,9 – 2 ПДК, органических веществ по величине ХПК – 1,1 ПДК. Река не судоходна, её бассейн характеризуется высокой сельскохозяйственной освоенностью. Правобережье в устьевой части попадает под застройки Первомайского района г. Ижевска. Река используется для

хозяйственно-бытового водоснабжения, любительского рыболовства. В левобережье у д. Болгуры находится ландшафтный памятник природы — урочище «Болгуры».

СИВА (от общеперм. *s'i — водный источник и *va — вода), река в Пермском крае и УР, правый приток р. Камы. Берёт начало у д. Ягутки Пермского края, в нижнем течении на протяжении 72 км течёт по восточной части УР в пределах Воткинского района. Длина реки 206 км, площадь водосборного бассейна 4870 км². Средний уклон 0,8 м/км. Густота речной сети в пределах бассейна 0,3 км/км². Ширина русла в нижнем течении составляет 30–40 м, к устью увеличивается до 50–60 м. Глубина изменяется от 0,3–0,8 м на перекатах до 1,5–2,1 м на плёсах. Преобладающая скорость течения 0,6–0,8 м/с, на отдельных участках в нижнем течении уменьшается до 0,3 м/с. Главные притоки: рр. Соснова, Чёрная (Пермский край); Лып, Кивара, Вотка, Бол. Кивара, Мал. Вотка (УР).

По данным наблюдений гидропоста у с. Беркуты Воткинского района (1932–1961), в весеннее половодье уровень воды поднимается на 4–5 м. Меженные уровни устойчивы, но в отдельные годы дождевые паводки вызывают резкий подъём уровня на 0,5–0,7 м. Расход воды при средне-меженном уровне увеличивается от 0,11–0,5 м³/с в верхнем до 5–10 м³/с в среднем и нижнем течении. Среднегодовой расход 50%-й обеспеченности в устье составляет 31,2 м³/с. По данным наблюдений в 1940, 1957 гг. (у с. Беркуты), средняя мутность воды составила 190 г/м³, среднегодовой расход наносов 7,7 кг/с, модуль стока наносов — 41 т/км² в год. С 1991 г. наблюдения за водным режимом осуществляются в с. Гавриловка Воткинского района. Среднегодовые расходы на данном гидропосту изменяются от 12,7 м³/с в 1996 г. до 30 м³/с в 2000 г., составляя в среднем 22,65 м³/с. Среднемесячные расходы варьируются от 4,94 м³/с в декабре 1996 г. до 87,1 м³/с в апреле 2001 г. Многолетний годовой гидрограф стока реки у с. Гавриловка показан на рис. 4.12.

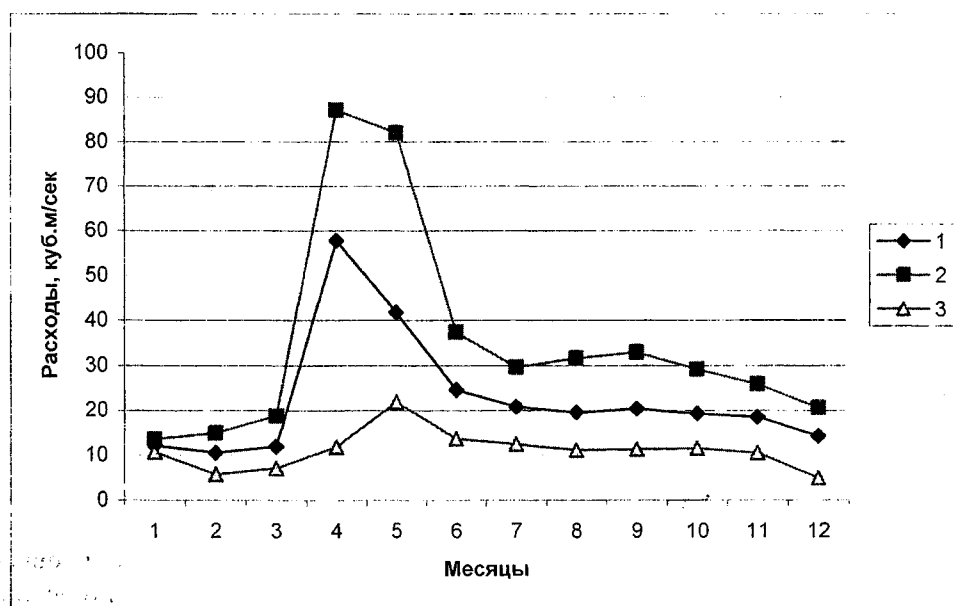


Рис. 4.12. Годовой гидрограф стока р. Сивы (с. Гавриловка) за 1991 – 2007 гг.:
1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

По химическому составу вода гидрокарбонатно-кальциево-магниевая, средняя общая минерализация 350–400 мг/дм³. По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), Сива в фоновом створе до впадения р. Вотки у с. Гавриловка относилась к 3-му классу, разряду Б очень загрязнённых вод. Кислородный режим был благоприятным (среднегодовое содержание составило 9,41 мг/л). Среднегодовые концентрации меди составили 6, нефтепродуктов, фенолов, железа общего и цинка — 1,1 – 1,5 ПДК, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ достигли уровня ПДК. Максимальные концентрации меди достигали 10, железа общего — 6, нефтепродуктов — 4, фенолов и цинка — 3, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅, азота аммонийного и фосфатов — 1,4 - 1,6 ПДК. В контрольном створе ниже впадения р. Вотки показатели качества воды существенно не изменились. Максимальные концентрации меди достигли 12, железа общего — 10, нефтепродуктов и фенолов — 3, легкоокисляемых органических

веществ по величине БПК₅, нитритного и аммонийного азота, цинка – 1,3- 2 ПДК. Река не судоходна. На Сиве расположен пос. Первомайский. Река используется для хозяйственно-бытового водоснабжения, любительского рыболовства, в рекреационных целях. В пойме сооружены многочисленные пруды Пихтовского рыбопитомника для разведения карпов.

ТОЙМА (удм. Туймы), река в УР и Республике Татарстан, правый приток р. Камы. Берёт начало в 2,5 км к юго-западу от д. Старый Березняк Можгинского района. Устье находится на территории республики Татарстан. Длина реки 121 км, площадь водосборного бассейна 1450 км². В пределах Удмуртии протекает в верхнем и частично среднем течении по территории Можгинского и преимущественно Алнашского районов на протяжении 52 км. Ширина русла на юге Алнашского района достигает 15–20 м, глубина изменяется от 0,5–1,0 м на перекатах до 1,2–2,5 м на плёсах. Скорость реки вниз по течению уменьшается от 0,3 м/сек до 0,2 м/с. Главные притоки Тоймы в Удмуртии: Мал. Тойма, Алнашка, Колтымак (прав.); Возжайка, Юрашка (лев.). По данным наблюдений (1948–1975) у с. Гусевка (Татарстан), среднегодовая амплитуда колебаний уровня воды составляет 5,18 м. Превышение весеннего половодья над нулем графика колеблется от 5,5 до 8,5 м. Зарегистрированный (17 апреля 1969 г.) наивысший уровень весеннего половодья составляет 9,96 м. Уровни летне-осенних паводков поднимаются на 3,5–5,5 м. Наивысший паводочный уровень (6,84 м) был отмечен 8 июля 1971 г. Низшие уровни летней межени бывают в июле, зимней — в середине ноября. Наинизший летний уровень зарегистрирован 3 августа 1952 г. (3,11 м), зимний — 30 октября 1952 г. (3,14 м). С сезонным колебанием уровня воды изменяются и характеристики стока реки.

В период весеннего половодья на Тойме (у с. Гусевка) проходит в среднем 71% годового стока, изменяясь по годам от 49% до 86%. Максимальный расход весеннего половодья 17 апреля 1969 г. составил 421 м³/с. Средний расход летней межени 0,89 м³/с (минимальный — 0,12 м³/с), зимней — 0,83 м³/с (минимальный — 0,33 м³/с). Среднегодовой расход у с. Гусевка 6,3 м³/с, модуль стока 4,85 л/с·км². Средняя дата появления ледяных образований 5 ноября, установления ледостава 10 ноября, его продолжительность 153 дня. Весенний ледоход начинается в начале 2-й декады апреля (ранняя дата — 26 марта, поздняя — 25 апреля) и продолжается в среднем три дня. Средняя дата перехода воды через 0,2°С весной — 13 апреля. К началу 2-й декады июля температура воды может подниматься до 25–28°С. Осенью переход температуры воды через 0,2° проходит в конце 1-й декады ноября.

По преобладающим ионам вода гидрокарбонатно-кальциево-магниева со средней минерализацией. Среднегодовая мутность воды у с. Гусевка (1963–1975) составляет 1600 г/м³, расход наносов 11 кг/с. Среднегодовой сток наносов достигает 320 тыс. т, соответственно модуль стока наносов 240 т/км². Река не судоходна, бассейн отличается высокой сельскохозяйственной освоенностью. На реке построены Алнашский, Байтерьяковский пруды. На Тойме расположены: с. Алнаши (УР); г. Менделеевск, г. Елабуга (Республика Татарстан). Река используется для хозяйственно-бытового водоснабжения, любительского рыболовства, а также в рекреационных целях.

4.1.2. Пруды, водохранилища, озера и болота

На территории республики насчитывается около 600 - 800 прудов. С площадью зеркала более 2 га — 190 прудов. К крупным относятся Ижевский (2400 га), Воткинский (1880 га), Камбарский (400 га), Пудемский (350 га) пруды. Около 20 прудов имеют площадь более 30 га, 3 — более 100 га. Крупные заводские пруды-водохранилища были построены для промышленных целей, а большинство других — для рыборазведения, хозяйственно-бытового водоснабжения, орошения, а также в противозрозионных и рекреационных целях. Восточная часть территории Удмуртии омывается водами Воткинского водохранилища. В южной и юго-восточной части территория Удмуртии попадает в зону влияния Нижнекамского водохранилища. Оба водохранилища относятся к сезонным; используются в основном для получения гидроэнергии, водоснабжения и рекреации.

Воды всех прудов по минерализационному составу гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевые со средней минерализацией (160-350 мг/дм³). Гидрологический режим их аналогичен режиму рек, на которых они расположены.

ВОТКИНСКИЙ ПРУД — искусственный водоём, созданный в 1759 г. на р. Вотке для производственных нужд Воткинского железоделательного завода. Площадь зеркала пруда 18,8 км². Пруд вытянут по долине р. Вотки на 13 км, максимальная ширина пруда 2 км. Нормальный подпорный уровень находится на абсолютной отметке 89,5 м. Максимальная глубина водоёма 15 м. Полный объём водной массы 85 млн. м³. По степени минерализации пруд относится к пресным

водоёмам. По преобладающим ионам вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевая. Общая минерализация варьируется в пределах 157—361 мг/дм³, общая жёсткость 1,9—4,1 мг-экв/л кальция и магния. По кислотности вода почти нейтральная, чуть кислая зимой и немного щелочная летом. Окисляемость изменяется от 4,5 мг/л кислорода в конце ледостава до 19,6 мг/л в летний период. В пруду водятся следующие виды рыб: щука, карась, окунь, ёрш, плотва, голавль, язь, линь, укляя, лещ, налим. По данным Государственного доклада Минприроды (О состоянии..., 2008), в прудовой воде у питьевого водозабора среднегодовые концентрации марганца составили 9,0 ПДК, железа общего – 1,68 ПДК, азот нитритов – 1,41 ПДК, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ – 1,69 ПДК. Максимальные концентрации марганца составили 16,0, железа общего – 3,0, легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ – 4,79 ПДК. Водохранилище по качеству вод относится к 3-му классу и характеризуется как загрязненное (ИЗВ 2,74). По сравнению с 2006 г. качество воды несколько улучшилось. Пруд используется для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, любительского рыболовства и в рекреационных целях. На берегу пруда расположен г. Воткинск.

ИЖЕВСКИЙ ПРУД — искусственный водоём, сооружённый на р. Иж в 1760 г. для нужд строящегося железоделательного завода. Водосборная площадь 1620 км², площадь зеркала пруда при нормальном подпорном уровне (НПУ) составляет 24 км². Пруд вытянут по долине р. Иж на 11,4 км, максимальная ширина 2,3 км. Нормальный подпорный уровень находится на абсолютной отметке 99,5 м. Амплитуда колебания уровней в пределах 0,5-1,2 м. Средняя глубина 3,5 м, максимальная в приплотинной части 12 м. Полный объём водной массы 76,3 млн. м³, полезный — 42,2 млн. м³. Ледостав на пруду устанавливается обычно в середине ноября. Максимальная толщина льда к концу марта достигает 0,5-0,6 м, очень редко до 1 м. Ледоход не выражен. По степени минерализации пруд относится к пресным водоёмам. Общая ионная минерализация с мая по март возрастает от 189 до 324 мг/дм³. Жёсткость возрастает от 2,14 до 3,73 мг-экв/л кальция и магния. По минеральному составу вода относится к гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевым. Максимальная окисляемость 19,7 мг/л кислорода в июле, минимальная – 6,47 мг/л кислорода в марте. Самый низкий показатель кислотности воды — в марте (рН – 6,9), самый высокий — в июле (рН – 8,5) (Наумов, 1978). По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), анализ проб воды у водозабора показал превышение ПДК по следующим загрязняющим компонентам: железо общее – 4,23 ПДК, ионы марганца – 3,58 ПДК, азот нитритов – 2,2 ПДК. Прудовая вода по качеству относится к 3-му классу и характеризуется как умеренно загрязненная с ИЗВ 2,277. По сравнению с 2006 г. (ИЗВ 2,523) произошло улучшение качества вод с переходом из категории загрязненных к категории умеренно загрязненных. В составе ихтиофауны водоёма распространены щука, плотва, голавль, язь, линь, укляя, ёрш, налим. Пруд используется для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, любительского рыболовства, маломерного судоходства (пассажирские катера) и в рекреационных целях. Водоём расположен в городской черте столицы УР – г. Ижевска.

КАМБАРСКИЙ ПРУД — искусственный водоём, сооружённый в 1767 г. на р. Камбарке в 9 км от устья для нужд Камбарского железоделательного завода. Площадь зеркала пруда 4,0 км². Нормальный подпорный уровень находится на абсолютной отметке 75 м. Длина пруда 5,5 км, максимальная ширина 1,5 км. Средняя глубина водоёма 3,1 м, максимальная у плотины – 7,0 м. Полный объём водной массы 12,5 млн. м³, полезный — 5,1 млн. м³. Средний многолетний объём годового стока в створе гидроузла равен 58,3 млн. м³. По степени минерализации пруд относится к пресным водоёмам. По преобладающим ионам вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевая. Общая минерализация изменяется от 114–150 мг/дм³ весной до 280–530 мг/дм³ в зимний период. Жёсткость варьируется в пределах 3,1–5,6 мг-экв/л кальция и магния. В пруду водятся щука, карась, окунь, ёрш, плотва, голавль, язь, линь, укляя, лещ, налим. Пруд используется для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, любительского рыболовства и в рекреационных целях. На берегу пруда расположен г. Камбарка.

ПУДЕМСКИЙ ПРУД — искусственный водоём, сооружённый в 1759 г. на р. Пудем для производственных нужд Пудемского железоделательного завода. Площадь зеркала пруда 3,5 км². Полный объём водной массы 8,7 млн. м³. В центральной части пруда имеется остров Мухлачёв. Пруд вытянут по долине р. Пудем на 2,3 км, максимальная ширина 3,2 км, по степени минерализации относится к пресным водоёмам. По преобладающим ионам вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевая. Общая минерализация варьируется в пределах 264–532 мг/дм³, общая жёсткость — 3,1–5,6 мг-экв/л кальция и магния. По кислотности вода близка к нейтральной. В ихтиофауне водоёма представлены щука, карась, окунь, ёрш, плотва, голавль, язь, линь, укляя, лещ, налим. Пруд используется для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, любительского рыболовства. На берегу пруда расположен пос. Пудем.

ВОТКИНСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ — искусственный водоём, образован в 1961—1964 гг. на р. Каме у г. Чайковский в результате заполнения проектной отметки плотины Воткинской ГЭС. Площадь водосбора 181000 км², площадь зеркала 1120 км². Нормальный подпорный уровень имеет абсолютную отметку 89,0 м. Полный объём водной массы 9360 млн. м³, полезный — 3700 млн. м³. Подпор уровня воды у плотины 23 м, средняя глубина 8,4 м, максимальная 28,0 м. Длина водохранилища 306 км, максимальная ширина 9 км. Среднегодовая амплитуда колебаний уровня водоёма (по данным гидропоста у с. Елово Пермского края за 1962—1980 гг.) составляет 4,01 м. Максимальная амплитуда годовых колебаний уровня отмечалась в 1965 г. и составила 4,48 м, минимальная — 3,76 м была зарегистрирована в 1966 г. Высшие уровни отмечаются после весеннего половодья, в большинстве случаев (94%) это конец 1-й декады июня, низшие уровни — в конце 1-й декады апреля, в маловодные годы это происходит в начале февраля, в многоводные — в 3-й декаде апреля.

Колебания стока воды соответствуют режиму уровня водохранилища. Аккумуляция весеннего стока достигает 42%, сработка в отдельные зимние месяцы — до 61%. Среднегодовой расход воды равен 1690 м³/с. Максимальный расход (9630 м³/с) отмечен 16 мая 1979 г., минимальный (10,0 м³/с) 18 декабря 1977 г. Максимальные среднесуточные сбросы воды из водохранилища наблюдаются в мае. Расход сброса достигает 9300 м³/с (2002 г.), а в среднем за 1998-2006 гг. составляет 6500 м³/с. При этом расходы воды в межень нередко колеблются от 500-1000 до 3000 м³/с. Многолетний годовой гидрограф стока в створе плотины Воткинской ГЭС представлен на рис. 4.13. Ледостав устанавливается в середине ноября, у плотины на неделю позднее. Продолжительность ледостава в среднем 155—165 дней. Толщина льда в конце марта не превышает 70 см. Лёд начинает разрушаться в 1-й декаде апреля. Очистка водоёма происходит через 23—25 дней. Период весеннего нагревания начинается обычно в начале 3-й декады апреля. В ранние или поздние вёсны сроки отодвигаются на 2 недели. Весенняя гомотермия, то есть постоянство температуры по глубине водоёма, устанавливается в среднем 8—12 мая. В период летнего нагревания максимальная температура воды достигает 25—28°C. Осенняя гомотермия устанавливается обычно 25—27 октября. Переход температуры воды через 0,2°C осенью происходит в середине ноября. Максимальная высота волны 160—190 см наблюдается при северных и северо-восточных ветрах со скоростью более 10—12 м/с и длине разгона волны не менее 8—10 км. По химическому составу вода характеризуется как гидрокарбонатно-кальциевая со средней минерализацией.

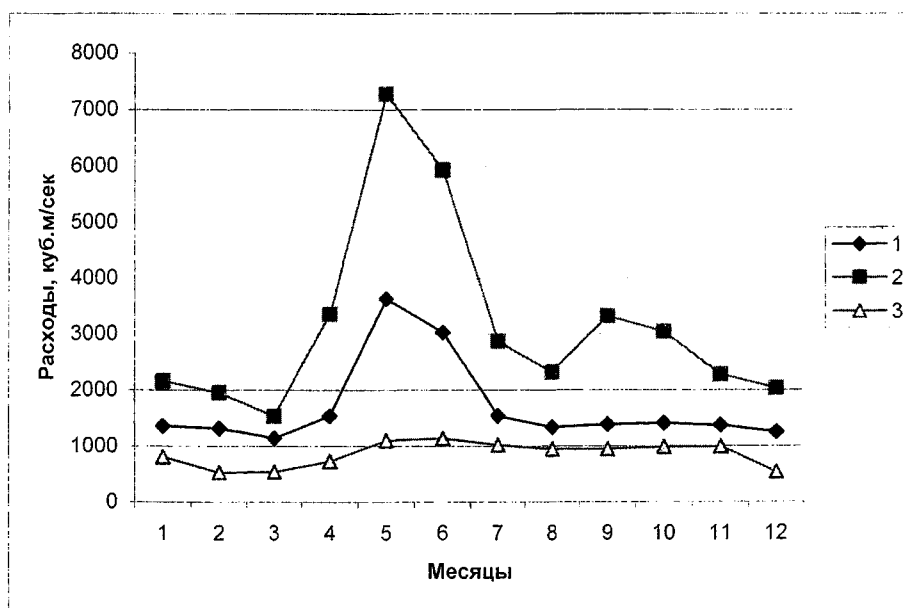


Рис. 4.13. Годовой гидрограф стока в створе Воткинской ГЭС (г. Чайковский) за 1962 – 1980 гг.:
1 – среднемесячные; 2 – максимальные; 3 – минимальные расходы

В составе ихтиофауны водоёма распространены щука, плотва, елец, голавль, язь, краснопёрка, линь, подуст, пескарь, уклей, густера, лещ, чехонь, карась, вьюн, сом, судак, окунь, ёрш, налим. Водоохранилище используется для получения гидроэнергии, судоходства, орошения полей, лесосплава в плотях, рыболовства, хозяйственно-питьевого водоснабжения. В пределах территории Удмуртии (Воткинский район) на берегу водохранилища расположены: с. Галёво, с. Камское, с.

Степаново; дома отдыха «Камские дали», «Костоваты»; в Пермской области — речные порты: Чайковский, Оса.

НИЖНЕКАМСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ — искусственный водоём, образованный в 1981 г. в нижнем течении р. Камы (г. Набережные Челны) в результате строительства плотины Нижнекамской ГЭС. По проекту нормальный подпорный уровень имеет абсолютную отметку 68 м, площадь зеркала 2580 км², длина 270 км. Подпор уровня воды у плотины 15 м. Полный объём водной массы 12,9 км³, полезный — 4,4 км³. По типу регулирования стока водохранилище относится к сезонным. Наполнение водой осуществляется весенними водами, в осенне-зимний период происходит сработка уровня. Средняя величина сработки около 1,5 м; объём сбрасываемой водной массы составляет в среднем 2,8 км³. Около 40% общей площади водоёма занимают мелководья с глубиной до 2–3 м, где в условиях замедленного водообмена происходит интенсивная эвтрофикация. По данным Государственного доклада Минприроды УР (О состоянии..., 2008), вода Нижнекамского водохранилища у с. Каракулино по качеству относилась к 3-му классу, разряду Б очень загрязнённых вод. Кислородный режим был благоприятным (среднегодовое содержание составило 9,58 мг/л). Среднегодовые концентрации ионов меди составили 7, железа общего — 2, фенолов — 1,5 ПДК, цинка и азота аммонийного достигли уровня ПДК. Максимальные концентрации меди достигали 12, железа общего и фенолов — 6 и 5 ПДК, соответственно, нефтепродуктов — 3, цинка — 2, азота аммонийного, органических веществ по величине ХПК и легкоокисляемых органических веществ по величине БПК₅ — 1,3–1,8 ПДК. Водоохранилище используется для получения гидроэнергии, судоходства, лесосплава в плотках, водоснабжения. С 1986 г. осуществляется промысловый лов рыбы. Основные виды рыб: лещ, судак, щука, плотва, густера, стерлядь. Водами водохранилища омываются земли Каракулинского, частично Сарапульского и Камбарского, а в устье р. Иж Алнашского районов Удмуртии.

ОЗЁРА. На территории Удмуртии озёра представлены в долинах пойменных рек. Их общая площадь около 2,5 тыс. га. Большинство озёр неглубокие (1,5–2,5 м), серповидной или петлеобразной формы, соединяющиеся иногда между собой и руслом реки протокой. Наиболее крупные озёра встречаются в долине р. Камы. Питание озёр осуществляется в периоды половодья и паводков, некоторые питаются за счёт грунтовых вод. Воды озёр пресные, по минерализации и химическому составу мало отличаются от речных. Зимой в воде повышается концентрация углекислого газа, рН понижается до 6–6,5. В летний период вода становится щелочной, рН достигает 8,2. Повышенное содержание органических веществ обуславливает высокую окисляемость (20 мг/л кислорода и более). На дне некоторых старичных озёр при недостатке кислорода образуется сапропелевый ил. Со временем озёра мелеют, зарастают влаголюбивыми растениями и превращаются в болота.

БОЛОТА. На территории Удмуртии (по данным «Справочника торфяных месторождений УР», 1979) около 750 болот общей площадью 59 тыс. га, а в границах промышленной глубины торфяной залежи 54,2 тыс. га с запасами торфа 204,7 млн. т при условной влажности 40%. Наибольшее распространение (почти 90%) получили малые торфяные болота, имеющие площадь менее 300 га. Они включают около 50% общих запасов торфа. Площадь 5 болотных массивов (Бачумово, Дзякино, Карамбай-Пычасское, Орловское, Нюрдор-Котьянское), где сосредоточено около 13% всех запасов торфа, превышает 1000 га. Торфяные болота являются значительными аккумуляторами влаги, поскольку в них содержится 88–97% воды по объёму, 2–10% сухого вещества и 1–7% газов. Воды болот преимущественно пресные. По минеральному составу мало отличаются от речных и прудовых. Характеризуются как гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевые средней общей минерализации. Воды содержат значительное количество органических веществ гуминовой природы и имеют более кислую реакцию. Преобладающими являются низинные болота (97,7%), верховые, переходные и смешанные встречаются редко. Последние обычно приурочены к песчаным отложениям на правобережье р. Кильмезь, верховьям р. Иж и террасам Камы.

Преобладающий тип строения торфяных залежей низинных болот — лесной и древесно-осоковый, часто с примесью (10–15%) остатков тростника. В южных районах республики чаще всего встречаются торфяные залежи лесотопяного и топяного подтипов, с преобладанием тростникового и осокового видов. Зольность торфа в болотах низинного типа часто превышает 35%. Она снижается до 17–19% в торфяных залежах тростникового или осокового типов. Торф переходных и верховых болот имеет зольность в среднем 4,6–8,0%. Повышенная степень разложения (21–40%) всех видов

торфяных залежей делает их выгодными для приготовления удобрений. Добыча торфа в качестве топлива и на удобрение началась в 1930-е гг. и достигла к середине 1950-х гг. 600 - 700 тыс. т в год. К 2005 г. 101 торфяное месторождение площадью 3430 га полностью выработано. Ежегодная добыча торфа на удобрение в 1980 - 1990-е гг. составляла 1,1 - 1,2 млн. т, в 2001 г. добыча снизилась до 143 тыс. т, а в 2002 г. составила всего 65,1 тыс. т.

4.2. Подземные воды

На территории Удмуртии, которая входит в пределы Вятско-Камского артезианского бассейна, встречаются все типы подземных вод: почвенные, грунтовые, межпластовые безнапорные, межпластовые напорные (артезианские) и жильные. В сводном гидрогеологическом разрезе они группируются в три зоны: активного водообмена, затруднённого и сильно затруднённого.

Почвенные воды не образуют постоянного водоносного горизонта и характеризуются высоким содержанием органических веществ и микроорганизмов. Мощность слоя с почвенной водой изменяется от нескольких сантиметров до 1–1,5 м.

Грунтовые воды – это безнапорные (или с местным напором) подземные воды первого от поверхности земли постоянно существующего водоносного горизонта, залегающего на первом выдержанном по площади водоупорном пласте. Между почвенными и грунтовыми водами, в зоне аэрации, при просачивании дождевых и талых вод на слабопроницаемых породах образуются временные скопления линз подземных вод, называемые верховодкой.

Межпластовые безнапорные воды приурочены к водопроницаемым грунтам, находящимся между двумя выдержанными по площади водоупорными пластами. Межпластовые воды называются напорными (артезианскими), если они испытывают гидростатическое давление, обусловленное разностью уровня в области питания и в месте выхода.

Подземные воды дренируются речной и эрозионной сетью и выходят на поверхность в виде многочисленных родников и источников, которые могут быть нисходящего (безнапорные) и восходящего (напорные) типов. В местах выхода источников восходящего типа возникает явление, напоминающее кипение воды («кипун»).

Жильные воды – это особый вид подземных вод, они распространены в трещиноватых и закарстованных горных породах. Заполняя трещины и пустоты в земной коре, они пересекают изолированные водоносные горизонты и служат в качестве «гидрогеологических окон».

Зона активного водообмена, содержащая пресные гидрокарбонатные воды, имеет мощность от 50 до 250 м и обычно расположена выше регионального базиса эрозии. Воды зоны активного водообмена гидрокарбонатно-кальцево-магниевого. В южном направлении увеличивается концентрация сульфатных, натриевых и хлоридных ионов. Воды этой зоны являются основным источником водоснабжения. Прогнозные запасы пресных подземных вод оцениваются в республике в 1233 км³/г. Они содержатся в водоносных горизонтах, объединяющихся в ряд водоносных комплексов.

Неоген-четвертичный аллювиальный водоносный комплекс распространён по долинам рек и представлен песками с прослоями супесей, суглинков, гравия и гальки мощностью от 2 - 5 до 30 - 50 м. Воды обычно безнапорные, встречаются и напорные (в палеодолинах). Дебит скважин изменяется от 0,1 до 4,2 л/с, удельный дебит — 0,03 - 0,5 л/с. Воды пресные с минерализацией 0,2 - 0,8 г/дм³, преобладающие ионы — гидрокарбонатные, кальциевые, магниевые. Аллювиальные отложения в долинах рр. Камы и Вятки характеризуются относительно высокими значениями модулей эксплуатационных ресурсов (1 - 3 л/с·км²) (Гидрогеологические..., 1983). В связи с небольшой глубиной залегания (0,5 - 2,0 м) и отсутствием в кровле водоупорной толщи аллювиальные водоносные горизонты подвержены загрязнению.

Татарский карбонатно-терригенный водоносный комплекс распространён в северной части республики. Водосодержащими породами являются прослои и линзы песчаников, песков, конгломератов, доломитов, известняков, залегающих среди глин, аргиллитов и плотных алевролитов мощностью до 180 - 200 м. Глубина залегания водосодержащих пород изменяется от 12 до 100 м. Воды безнапорные и напорные, дебит скважин составляет 0,5 - 5,5 л/с, удельный дебит — 0,01 - 4,4 л/с. Модули эксплуатационных ресурсов составляют 0,1 - 0,5 л/с·км². Минерализация вод варьируется в пределах 0,1 - 0,9 г/дм³, по химическому составу они гидрокарбонатные кальцево-натриевые или магниевые-кальциевые, реже гидрокарбонатно-хлоридные, кальцево-магниевые и гидрокарбонатно-натриевые. Отмечаются локальные очаги загрязнения верхних водоносных горизонтов.

Казанский карбонатно-терригенный водоносный комплекс встречается повсеместно. Водосодержащие породы представлены песчаниками с маломощными прослоями конгломератов и трещиноватых мергелей, а также известняками. Воды комплекса напорные, вскрываются на глубине 11 – 16 м в Можгинском районе, 19 – 76 м в других южных районах. Дебит скважин изменяется от 0,4 до 8,2 л/с, удельный дебит — 0,04 - 1,1 л/с. Минерализация воды обычно составляет 0,3 - 1,0 г/дм³, в подошве комплекса встречаются воды с минерализацией 2,0 - 5,5 г/дм³. По химическому составу пресные воды обычно гидрокарбонатные, магниево-кальциевые, а солоноватые — гидрокарбонатно-сульфатные, магниево-кальциевые или сульфатно-гидрокарбонатные, кальциево-натриевые.

Солоноватые и солёные воды с минерализацией от 1 до 35 г/дм³, залегающие ниже современного базиса эрозии, относятся к зоне затруднённого водообмена. По химическому составу они гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные, хлоридно-сульфатные и хлоридные. Мощность зоны изменяется от нескольких десятков до первых сотен метров. В пределах этой зоны располагается Уфимский сульфатно-карбонатно-терригенный водоносный комплекс. В республике распространён повсеместно, но изучен слабо, поскольку залегает на значительной глубине. Воды в большинстве случаев солоноватые, иногда солёные, минерализация более 1 г/дм³. При неглубоком залегании шешминского водоносного горизонта вскрываются обычно воды сульфатного (курорт «Варзи-Ятчи») или натриевого типа. На курорте «Варзи-Ятчи» используются сульфатные кальциевые воды с минерализацией 1,9 г/дм³, вскрытые на глубине 16,5 м, дебит скважины 0,18 – 0,19 л/с. Минерализация минеральных источников долины р. Иж изменяется от 3,3 до 5,1 г/дм³, дебит скважин составляет 1,2 – 1,6 л/с.

Ниже безводных толщ гипсово-ангидритовых и галогенных пород кунгурского яруса нижней перми располагается зона сильно затруднённого водообмена, представленная хлоридными рассолами с минерализацией до 250 - 325 г/дм³. Её мощность в пределах Волго-Камского артезианского бассейна достигает 2500 м. Здесь выделяются водоносные комплексы нижнепермских, каменноугольных, девонских и рифейских карбонатно-терригенных отложений. Воды имеют разнообразный состав: от слабоминерализованного сульфатно-натриевого состава до концентрированных рассолов хлоридно-натриевого и хлоридно-кальциево-натриевого типов с содержанием йода (3,2 - 16,1 мг/дм³), брома (145 - 1280 мг/дм³), стронция и других элементов. На отдельных участках (Чурский, Глазовский) возможно промышленное извлечение йода и брома. В анаэробных условиях сульфатные ионы биохимически восстанавливаются до свободного сероводорода и образуются сероводородные сильно минерализованные воды. Отдельные источники обладают бальнеологическими свойствами (Кизнерский минеральный источник и др.).

Загрязнение подземных вод в республике в основном связано с разработкой нефтяных месторождений, деятельностью промышленных и сельскохозяйственных предприятий, отходами производства и потребления. Наиболее подвержены загрязнению грунтовые воды. По данным Государственного доклада Минприроды УР (2003), в 80% родников республики содержание нитратов выше фонового значения, в 10% родников содержание нитратов превышает 45 мг/дм³ и только в 10% родников фоновые значения (0-4 мг/дм³). В 56% колодцев содержание нитратов превышает 45 мг/дм³, в 41% колодцев — выше фонового значения и лишь в 3% - фоновые значения. Наряду с нитратным загрязнением пресных подземных вод с поверхности, распространенным типом загрязнения является подток из нижних водоносных горизонтов «мягких» и «жестких» некондиционных вод с высоким содержанием бора, стронция и других микрокомпонентов. Всего на территории Удмуртии на 01.01. 2007 г. зарегистрировано 40 очагов загрязнения подземных вод.

5. ПОЧВЫ И ЗЕМЕЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ

5.1. Условия почвообразования

Роль почвы в природе. В окружающем нас мире много замечательных явлений. Некоторые из них привлекают наше внимание своей необычностью. Другие кажутся нам настолько обычными, что не вызывают ни удивления, ни особого интереса. А между тем стоит лишь внимательно присмотреться к ним, как они поразят наше воображение и заставят глубоко задуматься. Вот к таким обычным, но замечательным природным образованиям и относится почва.

Почва – это связующее звено биосферы. Загадочное, если вдуматься, и одновременно простое по своему предназначению: связывать мертвое и живое, прошлое и будущее. Ведь в нескольких сантиметрах темного слоя, называемого учеными «гумусовым горизонтом», скрыто все то, что осталось за тысячелетия от лесных или лугово-степных ландшафтов, от жизнедеятельности человека и животных. В свою очередь несметное количество живых организмов, населяющих почву, перерабатывают все в нее попадающее в органическое вещество, которое дает жизнь новым поколениям растений и животных. В этом конвейере жизни главенствующая роль отведена природой именно почве.

Почвой называется самый поверхностный слой суши земного шара, возникающий в результате изменения горных пород под воздействием живых и мертвых организмов (растительных, животных и микроорганизмов), солнечного тепла и атмосферных осадков. Почва представляет собой совершенно особое природное образование, обладающее только ей присущим строением, составом и свойствами. Важнейшим свойством почвы является ее плодородие, то есть способность обеспечивать рост и развитие растений. Это свойство почвы представляет исключительную ценность для жизни человека и всех живущих на суше организмов. Плодородие почвы определяет ее важность как основного средства сельскохозяйственного производства.

Однако ценность почвы определяется не только ее хозяйственной значимостью, но и незаменимой экологической ролью почвы как важнейшего компонента всех наземных биоценозов и биосферы Земли в целом. Поэтому экологически очень важно охранять почву от эрозии, химического загрязнения и вообще всех видов антропогенной деградации. Через почвенный покров Земли идут многочисленные экологические связи всех живущих на Земле и в земле организмов, в том числе и человека, с литосферой, гидросферой и атмосферой. Из всего сказанного ясно, как велики и разнообразны роль и значение почвы в природе и в жизни человеческого общества.

Почвенный покров Удмуртии отличается большой пестротой и разнообразием. Основная причина этого заключается в его географическом положении и ландшафтных условиях. Особенности почвенного покрова любой территории зависят от природных факторов почвообразования, ведущими из которых основатель почвоведения В.В. Докучаев назвал почвообразующие породы, растительность и животный мир, климат, рельеф и время. Пять основных факторов почвообразования обусловлены географическим положением территории. Шестым, особым, фактором почвообразования В.В. Докучаев считал деятельность человека, указывая при этом, что значение этого фактора будет постоянно возрастать вплоть до появления экологических проблем. Рассмотрим кратко роль этих факторов в формировании почв нашего региона.

Почвообразующие породы. Это рыхлые осадочные горные породы (пески, глины, супеси, суглинки), на которых формируются почвы. Почвы, образовавшиеся на различных породах, наследуют их свойства как дети свойства родителей. Поэтому почвообразующие породы называют еще материнскими породами. В качестве примера влияния почвообразующих пород на плодородие почв можно привести тот факт, что на песках могут образоваться только бедные песчаные почвы. На севере в зоне тайги это песчаные подзолы, на юге – песчаные почвы пустынь. Суглинки и глины отличаются от песков значительным разнообразием минералогического и химического состава, а следовательно, и наличием запасов элементов питания. На них формируются серые лесные и дерново-карбонатные почвы с высоким плодородием. И наконец, на лессах – лучших почвообразующих породах мира – формируется «царь почв» – чернозем.

Основными почвообразующими породами на территории республики являются покровные суглинки и глины, карбонатные глины и суглинки, золотые пески и супеси, современные аллювиальные и делювиальные отложения (рис. 5.1). По своему происхождению и свойствам они резко отличаются друг от друга, и это различие передается образовавшимся на них почвам.

Покровные суглинки и глины (элювиального, делювиального и делювиально-солифлюкционного генезиса) преобладают в южной части республики. Сформировались в результате выветривания и

переотложения древних коренных пород, образовавшихся на дне пермского моря. Основным результатом длительных процессов выветривания и переотложения данных пород является вымывание из них карбонатов CaCO_3 и MgCO_3 . Поэтому все покровные суглинки отличаются бескарбонатностью. Залегают они по всем элементам рельефа, кроме речных пойм, имеют красно-бурую или желто-бурую (кирпичную) окраску.

Покровные суглинки и глины отличаются от песков значительным разнообразием минералогического и химического состава. На долю SiO_2 здесь приходится около 70%, других соединений не более 30%. В гранулометрическом составе преобладают крупнопылеватая (20-45%) и илистая (22-33%) фракции. Содержание элементов питания по сравнению с песками в 1,5-2 раза выше однако далеко до оптимального. Они отличаются значительной суммой поглощенных оснований (20-34 мг-экв/100 г почвы), содержание подвижного фосфора изменяется в широких пределах (5-65 мг-экв/100 г почвы), а обменного калия обычно немного (5-12 мг-экв/100 г почвы). Реакция среды в связи с низким содержанием карбонатов классифицируется как очень кислая и кислая (рНсол.3,7-5,6).

Покровные опесчаненные суглинки отличаются от вышеописанных пород повышенным содержанием мелкого песка (25-45%) и меньшим содержанием илистых частиц (12-25%). Они имеют более низкую сумму поглощенных оснований (12-22 мг-экв/100 г почвы) и более кислую реакцию среды (рНсол. 3,8-4,2).

Карбонатные глины и суглинки представляют собой элювий пермских карбонатных пород. Залегают они только по высоким элементам рельефа, поскольку на низких местах закрыты слоем бескарбонатных отложений. Поэтому наибольшее распространение карбонатные породы имеют в наиболее возвышенной южной и юго-восточной части района. Имеют окраску от красно-бурой до вишневой с белыми пятнами карбонатов. Иногда встречаются карбонатные глины с известковым щебнем и серо-зеленоватыми прослоями мергеля. Все карбонатные глины и суглинки отличаются благоприятными для почвообразования свойствами. Это лучшие почвообразующие породы Удмуртии. Они имеют нейтральную или слабощелочную реакцию среды (рНсол. 6,5-7,7), поэтому в любых условиях на них развивается дерновый процесс и формируются дерново-карбонатные почвы, обладающие высоким потенциальным плодородием.

Золовые пески и супеси имеют преобладающее распространение в северной южно-таежной части республики и на юго-западе. Это самые бедные материнские породы Удмуртии. В основе их минералогического состава (до 90%) - двуокись кремния (SiO_2). На долю остальных химических элементов приходится всего около 10%. Особенно мало соединений кальция, магния и калия. Поэтому они характеризуются низкой суммой поглощенных оснований (5-11 мг-экв/100 г почвы). В гранулометрическом составе преобладают фракции среднего и мелкого песка (70-87%), очень мало (до 20%) частиц физической глины. Для них характерна кислая реакция среды (рНсол.4,1-4,7), повышенное и высокое содержание подвижных форм фосфора (P_2O_5), низкое и очень низкое – обменного калия (K_2O).

Современные породы на территории республики представлены *аллювиальными* и *делювиальными* отложениями. Аллювий формируется в поймах рек при их весеннем разливе, а делювий отлагается обычно у подножия склонов после интенсивных летних ливней. Отличительной особенностью аллювиальных и делювиальных отложений является хорошо выраженная слоистость. Современные отложения отличаются хорошими агрохимическими показателями, поскольку сложены из почвенного мелкозема, сносимого с окрестных водоразделов, у них обычно близкая к нейтральной или слабощелочная реакция среды (рНсол.5,9-7,2) и высокие запасы элементов питания. На современных отложениях под лугово-травянистой растительностью формируются дерновые аллювиальные и дерновые делювиальные почвы.

Растительность как фактор почвообразования. В формировании почвенного покрова важнейшую роль играют растения. Именно они образуют почву на почвообразующей породе. При этом от состава растительных сообществ зависят тип почвообразовательного процесса и видовые особенности формирующихся почв. Так, под хвойными лесами образуются подзолы, под смешанными - дерново-подзолистые почвы, под лиственными - серые лесные почвы, а под лугово-степной растительностью - черноземы.

Территория Удмуртии в недалеком прошлом была сплошь покрыта лесами с преимуществом хвойных пород. При разложении лесной подстилки таких лесов образуются очень сильные органические кислоты - *фульвокислоты*, которые промывают верхний слой почвы, придавая ему белесый цвет типа древесной золы. Отсюда и название подзолов и дерново-подзолистых почв. Последние, как уже отмечалось, формируются под смешанными лесами, где в составе лесной

подстилки находятся лиственный опад и остатки травянистой растительности. При их разложении образуются *гуминовые кислоты*, являющиеся основой почвенного гумуса. Гумус окрашивает почву в темный цвет. Поэтому в смешанном лесу под лесной подстилкой залегает дерновый горизонт черного цвета, а под ним - белесый подзолистый горизонт. В хвойном лесу без примеси лиственных пород подзолистый горизонт залегает прямо под лесной подстилкой. Под широколиственными лесами и лугово-травянистой растительностью развивается дерновый процесс. В почве под лесной подстилкой образуется хорошо развитый дерновый (гумусовый) горизонт, а подзолистый горизонт, как правило, отсутствует.

Климат. Климатические условия Удмуртии в целом благоприятны для почвообразования. Тепла и осадков достаточно для развития всех видов растительности средней полосы, включая и культурные растения. Для формирования почвенного покрова особо важное значение имеет соотношение выпавших осадков и суммы испарившейся влаги. Оно определяет тип водного режима почвы. Промывной водный режим отмечается при превышении осадков над испарением, что характерно практически для всей территории Удмуртии. Движение воды вниз по профилю почвы способствует развитию подзолистого процесса, поэтому проявление его отмечается повсеместно. Лишь в отдельные «сухие» годы при небольшом количестве выпавших осадков в почве отмечается непромывной водный режим, при котором подзолистый процесс проявляется в меньшей степени, а преимущество имеет дерновый процесс.

Рельеф. Основная функция рельефа как фактора почвообразования – перераспределение тепла и влаги в зависимости от крутизны, экспозиции склонов и его абсолютных высот. Рельеф УР достаточно разнообразен и значительно расчленен, что налагает свой отпечаток на характер почвенного покрова. Хорошо развитая гидрографическая сеть обуславливает наличие большого количества пойменных почв. Более мягкий по сравнению с водоразделами микроклимат речных долин в сочетании с лугово-травянистой растительностью способствует формированию плодородных дерново-луговых почв. В притеррасных поймах с преобладанием застойного водного режима образуются торфяно-болотные почвы.

На водораздельных пространствах, а это в основном вершины и склоны увалов, а также ровные плато с небольшими уклонами, наиболее благоприятные условия почвообразования отмечаются в основном на относительно ровных и пологих участках склонов северной и восточной экспозиции. Южные и западные склоны, как правило, отличаются большей крутизной. Поэтому они в значительной степени подвержены водной эрозии.

5.2. Морфологическая и агрохимическая характеристика почв

Сочетание природных условий почвообразования на территории УР, отличающихся значительным разнообразием, способствовало формированию большого количества типов, подтипов, родов, видов и разновидностей почв. На территории республики, где сочетаются ландшафты двух природных зон, встречается практически все разнообразие почв, характерное для ландшафтов южной тайги и зоны смешанных лесов.

На территории УР, в соответствии с «Классификацией и диагностикой почв СССР» (1977), имеют преимущественное распространение следующие типы почв (рис.5.2): 1) подзолистые; 2) серые лесные; 3) дерново-карбонатные; 4) дерново-(перегнойно-) глеевые; 5) дерновые аллювиальные (пойменные); 6) болотные.

Помимо вышеперечисленных, значительное распространение в связи с особенностями рельефа имеют почвы овражно-балочного комплекса. При описании почв были использованы материалы почвенного обследования земель в хозяйствах УР, предоставленные Удмуртским землеустроительным проектно-изыскательским предприятием УралНИИгипрозем (УдмуртНИИгипрозем).

5.2.1. Подзолистые почвы

Почвы подзолистого типа имеют распространение преимущественно в северных, западных и отчасти центральных районах республики. Формировались они под хвойными или хвойно-лиственными лесами на эоловых песках и покровных суглинках. Преобладающим почвообразовательным процессом был подзолистый. Поэтому все почвы данного типа имеют хорошо выраженный подзолистый горизонт белесого цвета, находящийся у подзолов сразу под лесной подстилкой, а у дерново-подзолистых почв - под дерновым горизонтом, независимо от того, в лесу

это или на пашне. Подзолистый горизонт отсутствует только у сильноэродированных дерново-подзолистых пахотных почв, поскольку он припахивается вместо смытого дернового горизонта.

По мощности дернового и подзолистого горизонтов подзолистые почвы подразделяются на несколько подтипов, главными из которых являются подзолы, типичные подзолистые и дерново-подзолистые почвы.

Подзолы не имеют дернового горизонта. В их профиле под лесной подстилкой непосредственно залегает белесый подзолистый горизонт. Это бывает только под сомкнутым (темным) хвойным лесом без примеси лиственных пород, кустарников и при полном отсутствии травянистой растительности. В связи с тем что в республике такие леса практически отсутствуют, типичных подзолов на его территории нет.

Типичные подзолистые почвы получили широкое распространение в лесах Удмуртии (табл.5.1). Они характеризуются наличием лесной подстилки (A₀) мощностью 1-4 см, полным отсутствием или же очень слабым развитием гумусового горизонта, мощностью 1-3 см, представленного или гумусом грубым (горизонт A₀), или образованным за счет органических веществ, вымытых из лесной подстилки (горизонт A₁). Имеют подзолистый горизонт (A₂) мощностью не менее 10-20 см, цвет обычно белесовато-палевый с желтоватым оттенком (Пермяков, 1972). Структура, как правило, не выражена. В иллювиальном горизонте (B) отчетливо выражены красновато-коричневые ортандровые полосы. Материнская (почвообразующая) порода (C) представлена желтоватым песком или супесью эолового генезиса.

Типичные подзолистые почвы характеризуются сильнокислой реакцией среды (pH_{сол.} 4,0-4,5), средней и высокой гидролитической кислотностью, большой недонасыщенностью поглощающего комплекса основаниями, мало содержат доступных растениям форм фосфора и калия. Содержание натечного гумуса в подзолистом горизонте значительное и может достигать 2-3 %. Для земледелия интереса не представляют, поэтому практически полностью находятся под хвойными лесами.

Подзолистые оглеенные почвы – это почвы, сохранившие признаки того или иного вида подзолистых и дерново-подзолистых почв, но формирующиеся в условиях временного длительного избыточного увлажнения, поверхностного или грунтового, вследствие чего они, помимо признаков подзолистых почв, несут следующие признаки оглеения: сизоватые тона в цвете, ржаво-охристые и сизые пятна или сплошной сизый горизонт. Эти почвы распространены повсеместно в подзолистой зоне в условиях избыточного увлажнения на пониженных элементах рельефа или на слабодренированных выровненных плоских участках. Они формируются на самых разнообразных материнских породах. Заняты в основном под лесными угодьями.

Подзолисто-болотные почвы. Распространены по плоским не дренированным равнинам и пониженным участкам под заболоченными лесами с мохово-кустарниковым покровом. Эти почвы являются переходными между подзолистыми и болотными и имеют ярко выраженные черты развития как подзолистого, так и болотного процессов. Подразделяются на следующие два вида:

- 1) *торфянисто-подзолистые оглеенные почвы.* Имеют на поверхности торфяной горизонт мощностью до 30 см, под ним залегает подзолистый горизонт, грязновато-белесый, с обильными орштейновыми зернами, переходящий в той или иной степени в оглеенный иллювиальный горизонт;
- 2) *торфяно-подзолистые оглеенные почвы.* Отличаются от торфянисто-подзолистых оглеенных почв тем, что имеют торфяной горизонт мощностью 30-50 см.

Дерново-подзолистые почвы - это типичные почвы смешанных лесов, в которых лиственные породы деревьев составляют до 30-50%, значительное место занимают кустарники и хорошо развит травяной покров. Состав лесной подстилки, в отличие от хвойных лесов, отличается разнообразием, в частности наличием высококачественных растительных остатков (лиственный опад, трава). При разложении их образуется гумус и формируется хорошо развитый гумусовый горизонт (A₁) мощностью от 5 до 15-20 см. Под ним залегает подзолистый горизонт (A₂) как следствие развития хвойной растительности.

ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ

- БЕСКАРБОНАТНЫЕ:**
 - Элювий верхнепермских и нижнетриасовых пород глинистого и тяжелосуглинистого механического состава
 - Элювий верхнепермских пород глинистого и тяжелосуглинистого механического состава
 - Элювий верхнепермских пород среднесуглинистого и легкосуглинистого механического состава
 - Элювиально-делювиальные отложения тяжелосуглинистого и глинистого механического состава
 - Элювиально-делювиальные отложения среднесуглинистого механического состава
 - Элювиально-делювиальные отложения легкосуглинистого механического состава
 - Делювиально-солифлюкционные отложения тяжелосуглинистого и глинистого механического состава
 - Делювиально-солифлюкционные отложения среднесуглинистого и легкосуглинистого механического состава
 - Эоловые супеси и пески
 - Древние аллювиальные пески, супеси и легкие суглинки
 - Современные аллювиальные отложения (частая смена песков, супесей, суглинков и глин)
- ДВУЧЛЕННЫЕ:**
 - Эоловые супеси и пески, подстилаемые суглинками и глинами
 - Элювиально-делювиальные средние и легкие суглинки, подстилаемые тяжелыми суглинками и глинами
- КАРБОНАТНЫЕ:**
 - Элювий карбонатных пород (глины, тяжелые суглинки, известняки)

Масштаб 1 : 1 300 000
в 1 сантиметре
13 километров

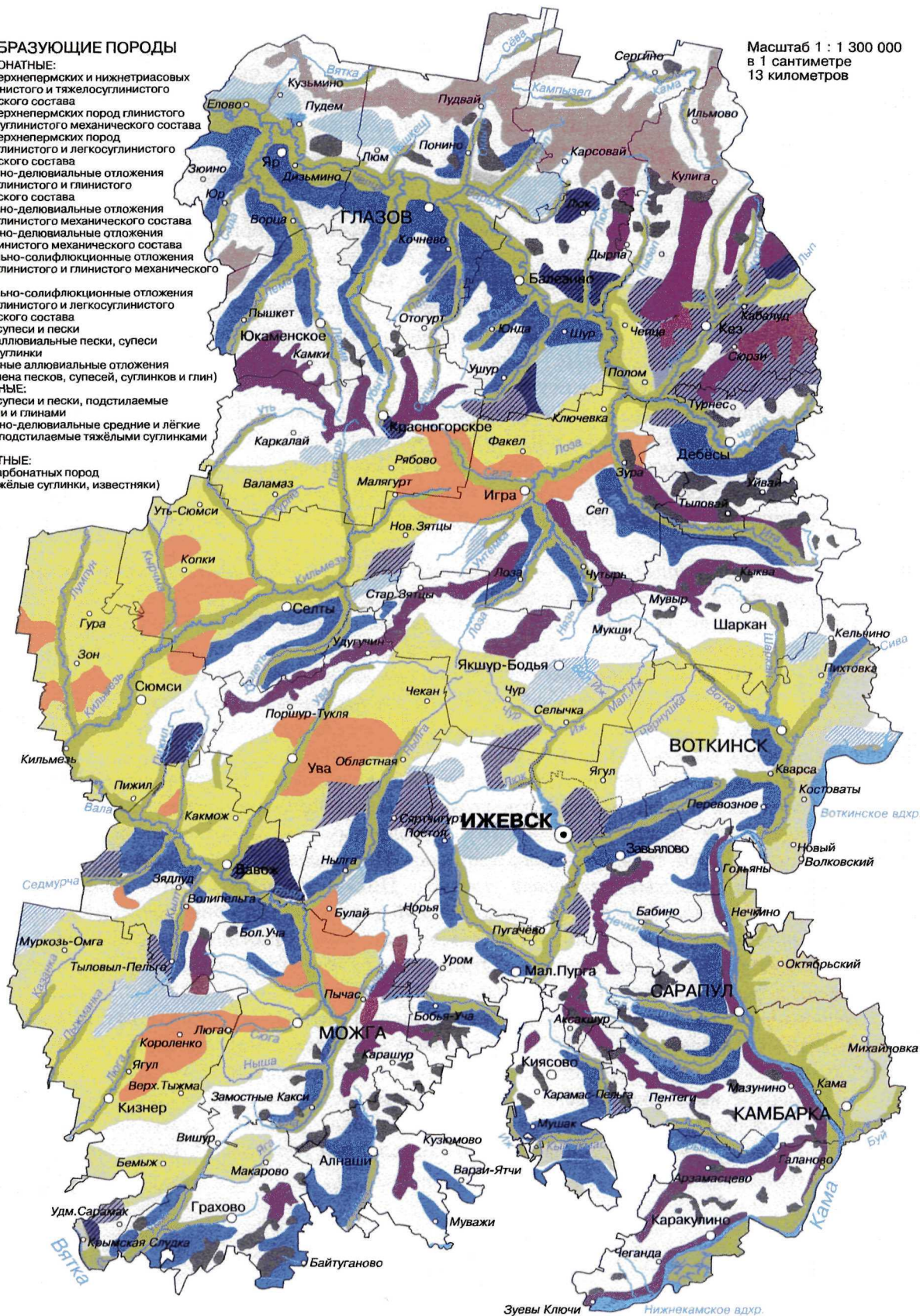


Рис. 5.1. Почвообразующие породы Удмуртии

ПОЧВЫ

- Сильнопodzольные, дерново-сильнопodzольные, podzольные глееватые
- Дерново-сильнопodzольные
- Дерново-среднеpodzольные
- Дерново-слабоpodzольные
- Серые и светло-серые лесные оподзоленные
- Серые и темно-серые лесные
- Дерново-карбонатные
- Аллювиальные дерновые, дерново-глееватые, дерново-глеевые
- Аллювиальные болотные
- Урбаноземы

Масштаб 1 : 1 300 000
в 1 сантиметре
13 километров

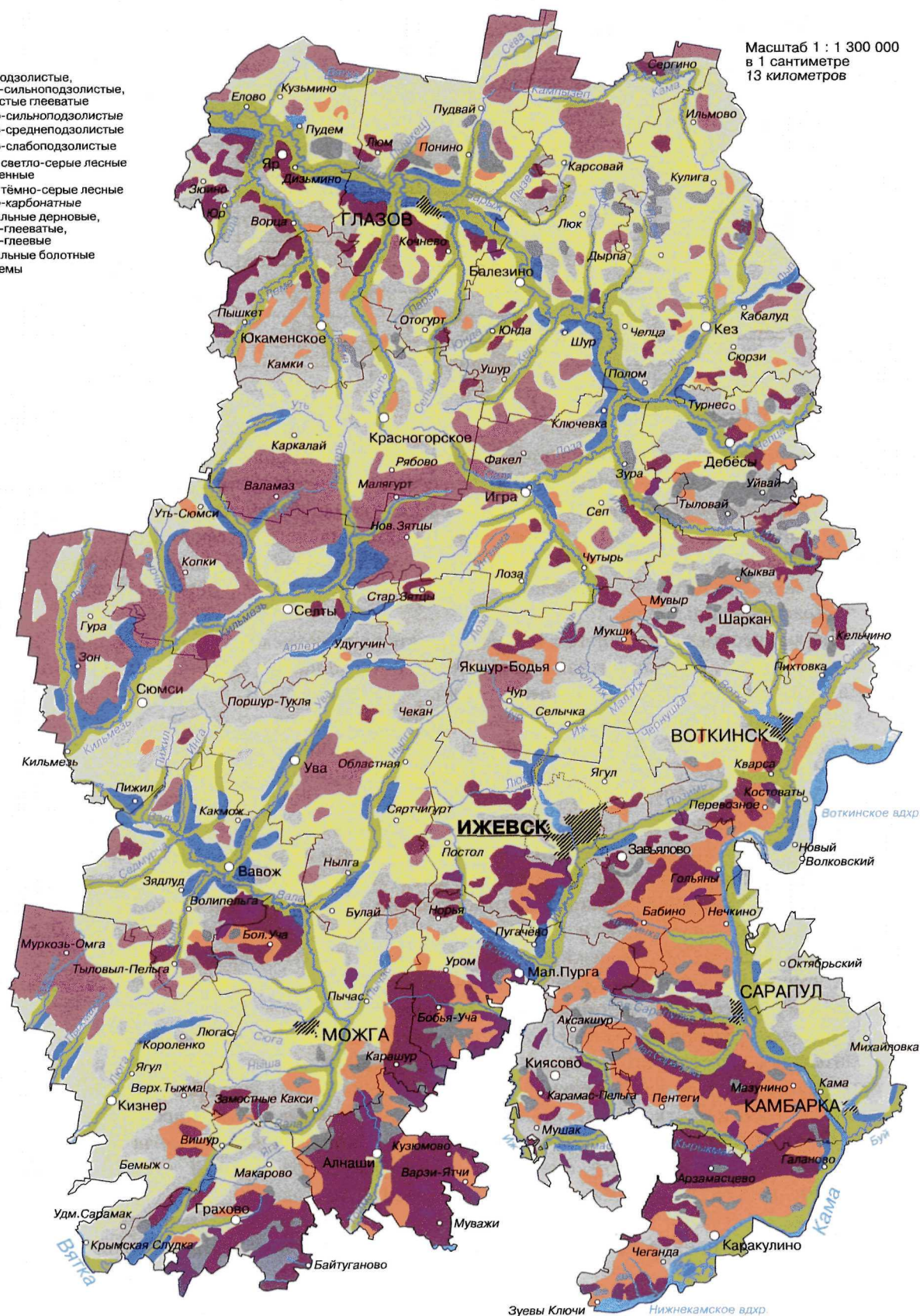


Рис. 5.2. Почвы Удмуртии

Таблица 5.1

Почвы Удмуртии и степень их освоения (Почвенная карта УР, 1990)

Почвы	Общая площадь, тыс. га	%	Распахано, тыс. га	%	% от площади пашни УР
Подзолистые	422,6	10,1	-	-	-
Дерново-подзолистые	2491,1	59,2	1171,9	47,1	75,6
Серые лесные оподзоленные	337,7	8,0	259,0	76,7	16,7
Дерново-карбонатные	114,2	2,7	99,4	87,0	6,4
Пойменные дерновые	248,1	5,9	14,3	5,8	0,9
Пойменные болотные	176,9	4,2	0,9	0,5	-
Дерново-глеевые	25,2	0,6	3,0	11,9	0,2
Овражно-балочные	321,9	7,7	3,9	1,2	0,2
Прочие земли	17,5	0,4	-	-	-
Под водой	51,7	1,2	-	-	-
Всего	4205,7	100,0	1552,7	36,9	100,0

Свойства дерново-подзолистых почв определяются соотношением дернового и подзолистого процессов, а они, в свою очередь, зависят от состава растительности. Однако основное влияние на свойства дерново-подзолистых почв оказывают почвообразующие породы, а именно их механический состав. По этому признаку они делятся на легкие, сформировавшиеся на эоловых песках и супесях, и тяжелые, сформировавшиеся на покровных суглинках и глинах. По степени развития подзолистого и дернового процессов различают дерново-сильно-, средне- и слабоподзолистые виды почв.

Легкие дерново-подзолистые почвы находятся в основном под лесами, и лишь около 15% их освоено под пашню. Степень распаханности дерново-подзолистых суглинистых почв более 60%. Они составляют основу пахотного фонда республики.

Дерново-сильноподзолистые почвы легкого механического состава характеризуются очень низким плодородием вследствие бедности их минералогического и химического состава. В механическом составе (Ап) преобладают песчаные фракции, содержание частиц физической глины обычно в пределах 10-20%. Очень мало илистых частиц, наибольшее их содержание наблюдается в иллювиальном горизонте. Такое распределение илистой фракции по профилю объясняется выщелачиванием ила из верхних горизонтов в нижние, что является одним из показателей развития подзолистого процесса. По химическим свойствам они характеризуются (Ап) кислой реакцией среды (рН_{сол.}), средней гидролитической кислотностью (Н), низкой суммой поглощенных оснований (S), средней степенью насыщенности основаниями (V), малогумусностью, повышенным содержанием подвижного фосфора (P₂O₅) и низким – обменного калия (K₂O) (табл.5.2).

Суглинистые разновидности дерново-сильноподзолистых почв отличаются лишь некоторым повышением (Ап) гумуса и частиц физической глины.

Дерново-среднеподзолистые почвы, сформировавшиеся на покровных суглинках и глинах, и при интенсивном сельскохозяйственном использовании характеризуются весьма различными агрохимическими свойствами. Реакция почвенной среды может варьироваться от сильнокислой до нейтральной (при известковании), в широких пределах изменяется и гидролитическая кислотность (1,7 – 4,5 мг-экв/100 г почвы). Сумма поглощенных оснований чаще средняя (15 – 20 мг-экв/100 г почвы), степень насыщенности основаниями изменяется от средней до высокой (75 – 92%). Содержание гумуса у слабосмытых разновидностей составляет 1,8 – 2,3%, у среднесмытых снижается до 1,3 – 1,5%. По содержанию подвижного фосфора наблюдается существенная пестрота (4 – 17 мг-экв/100 г почвы), обменного калия обычно мало (3 – 8 мг-экв/100 г почвы) (табл.5.3).

Таблица 5.2

**Агрохимические показатели дерново-сильноподзолистой супесчаной почвы,
отобранной на землях СХК «Ижевский» Завьяловского района
(данные УдмуртНИИгипрозем)**

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв / 100 г почвы				мг-экв / 100 г почвы	
Ап 0 – 25	5,5	2,3	9,2	80	1,7	13,6	6,8
А ₂ 25 – 35	5,0	3,1	3,8	55	0,4	3,0	0,4
В ₁ 60 – 70	4,3	3,7	5,2	58	0,2	3,5	5,0
В ₂ 90 – 100	3,6	6,0	9,8	62	0,2	6,3	5,0
С 140 – 150	3,7	3,8	20,5	84	-	37,6	3,2

Таблица 5.3

**Агрохимические показатели дерново-среднеподзолистой среднесуглинистой почвы,
отобранной на землях СХТ «Свобода» Завьяловского района
(данные УдмуртНИИгипрозем)**

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв/100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
Ап 0 – 20	5,1	4,1	18,7	82	2,3	8,2	6,8
A ₂ 20 – 27	4,5	4,0	12,7	76	0,8	1,7	6,0
B ₁ 30 – 40	4,2	4,6	21,7	82	0,4	3,9	9,5
B ₂ 50 – 60	5,4	2,0	30,4	94	0,3	18,3	9,1
B ₂ 90 – 100	5,6	1,6	31,2	95	0,2	25,1	8,4
C 150 – 160	5,6	1,6	31,2	95	-	29,7	8,0

Дерново-среднеподзолистые почвы, сформировавшиеся на породах легкого механического состава, характеризуются более худшими агрохимическими свойствами (табл. 5.4).

Таблица 5.4

**Агрохимические показатели дерново-среднеподзолистой супесчаной почвы, отобранной
на землях Игринского района (Ковриго, 2004)**

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
Ап 0 – 27	4,6	3,6	8,0	69	2,20	12,5	6,7
A ₂ 32 – 42	4,8	1,7	7,9	82	0,92	5,0	8,2
B ₁ 57 – 67	4,6	2,1	13,9	87	0,36	2,0	5,6
B ₂ 85 – 95	4,3	3,98	14,97	79	0,61	2,5	5,1

Дерново-слабоподзолистые почвы отличаются от вышеописанных отсутствием сплошного подзолистого горизонта (глинистые и суглинистые разновидности) или наличием узкой белесой полоски кремнезема на легких почвах. Пахотные горизонты слабо смытых и незеродированных разновидностей этих почв обычно имеют слабокислую или близкую к нейтральной реакцию (РН_{сол.} 5,2 – 6,4), низкую или среднюю гидролитическую кислотность (1,1 – 3,5 мг-экв/100г почвы). Сумма поглощенных оснований чаще средняя и высокая (19 – 28 мг-экв/100г почвы), степень насыщенности основаниями – высокая (87 – 96%). Они неплохо гумусированы (1,8 – 3,0%) и часто имеют

повышенное и высокое содержание подвижного фосфора (табл. 5.5). Запасы обменного калия различны и зависят от степени окультуренности почв.

Характерной особенностью *дерново-глубокоподзолистых* почв является сильно растянутый подзолистый горизонт мощностью 50-60 см. Данный горизонт отчетливый, но в отличие от дерново-сильноподзолистых почв не сильно оподзоленный, белесовато-палевый или желтоватый. В горизонте. В красновато-коричневые ортзандовые полосы многочисленны, однако не столь явно выраженные и меньшей толщины, чем у дерново-сильноподзолистых почв.

Для территории Удмуртии также характерны *дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом* (Добровольский, Урусевская, 2004). Эти почвы приурочены к наиболее возвышенным частям Чепецко-Кильмезского водораздела с абс. отметками выше 200 м и не обнаруживают строгой закономерности распространения в зависимости от мезо- и микрорельефа. Второй гумусовый горизонт Ah залегает непосредственно под верхним гумусовым, чаще всего на глубине от 14 до 35 см. Он отличается темно-серой, почти черной окраской, хрупкой листовато-пластинчато-плитчатой структурой с обильной мучнистой белесой присыпкой. Внутренняя окраска агрегатов более темная, чем внешняя, что свидетельствует об остаточном, а не натечном характере гумуса. Профиль почв четко дифференцирован по данным гранулометрического и валового химического анализа на элювиальную или иллювиальную толщу. Накопления ила по сравнению с породой не отмечается. Содержание гумуса в горизонте A₁ равно 3-5%, в нижнем горизонте Ah, как правило, меньше. Второй гумусовый горизонт отличается от горизонта A₁ резким преобладанием в составе гумуса гуминовых кислот ($C_{гк} : C_{фк} = 1,5 - 3,4$) с высокой оптической плотностью. По содержанию и распределению по профилю обменных оснований, формам кислотности, емкости поглощения, степени насыщенности основаниями эти почвы близки к дерново-подзолистым.

Таблица 5.5

Агрохимические показатели дерново-слабоподзолистой среднесуглинистой почвы, отобранной на землях СХТ «Свобода» Завьяловского района (данные УдмуртНИИгипрозем)

Горизонт и глубина взятия образца, см.	РН сол.	Н	S	V, %	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
Ап 0 – 24	6,4	1,1	23,7	96	2,6	31,0	17,8
В ₁ 24 – 34	5,7	1,1	19,8	95	0,4	13,0	9,0
В ₂ 60 – 70	4,8	2,2	23,3	91	0,2	23,0	8,2
В ₂ 80 – 90	4,3	2,8	12,7	89	0,2	27,0	6,8
С 150 – 160	4,1	2,9	19,6	87	-	10,6	5,4

Большинство исследователей считают второй гумусовый горизонт остаточным, реликтовым, сохранившимся от высокогумусированных гидроморфных или полугидроморфных почв, близких к современным лугово-черноземным.

На древнеаллювиальных и эоловых песчаных равнинах под сосновыми лесами преобладают *дерново-подзолистые иллювиально-железистые почвы* (Почвенная..., 1995), по строению профиля и свойствам близкие к подзолам, отличаясь от них присутствием светлогумусового дернового горизонта мощностью до 15 см. Содержание гумуса широко варьируется в пределах от 0,5 до 5%, обычно составляя 1 – 1,5%. Распределение гумуса в профиле аккумулятивное. В составе гумуса резко преобладают фульвокислоты ($C_{гк} : C_{фк} = 0,3 - 0,5$). Емкость поглощения в дерновом горизонте 5-10 мг-экв. на 100 г почвы. Подзолистый горизонт мощностью до 30 см. Иллювиальный горизонт светлых желтых или буро-желтых тонов за счет низкого (не более 2%) содержания вымытого гумуса (Классификация..., 2000). Почвы обычно имеют сильнокислую или кислую реакцию.

Основные приемы повышения плодородия дерново-подзолистых почв – известкование, внесение органических и минеральных удобрений, борьба с водной эрозией.

Минералогический состав. В результате изучения минералогического состава дерново-среднеподзолистой среднесуглинистой почвы, сформировавшейся на покровных бескарбонатных глинах и суглинках, выявилось его большое разнообразие (Ковриго, 2004). Из тяжелых минералов в составе песчаных фракций преобладают эпидот и рудные минералы. В заметных количествах обнаружены циркон, дистен и в малых количествах – роговая обманка, гранат, шпинель, сфен. Кроме

них отмечены цоизит, рутил, хлорит, монацит. Для пылеватых фракций, кроме вышеуказанных минералов, характерно наличие ставролита, турмалина, силлиманита, гиперстена; сфен и монацит не обнаружены.

Из легких минералов в составе песчаных фракций преобладают кварц и группа минералов типа халцедона и других. В заметных количествах содержатся обломки кремнистых пород и полевые шпаты, меньше всего обнаружено плагиоклазов. Состав пылевой фракции отличается повышенным количеством бурых минералов и полевых шпатов. Бурые минералы в основном являются минералами группы свободного кремнезема. Различия в минералогическом составе серых лесных и дерново-карбонатных почв от вышеописанных незначительны (Ковриго, 2004). Микроэлементы в почвах Удмуртии детально описываются в работе М.Ф. Кузнецова (1994).

5.2.2. Серые лесные почвы

Серые лесные оподзоленные почвы сформировались на покровных суглинках и глинах под листовыми лесами и травянистой растительностью. В отличие от дерново-подзолистых суглинистых почв они обладают более темной окраской и залегают преимущественно по пониженным элементам рельефа в южной части района. Серые лесные почвы имеют хорошо развитый гумусовый горизонт мощностью от 20 до 40 см. В зависимости от содержания гумуса они подразделяются на светло-серые (до 3%), серые (3 – 5%) и темно-серые лесные (5 – 10%).

Светло-серые лесные супесчаные почвы в гранулометрическом составе (Ап) обычно имеют от 12 до 20% частиц физической глины, преобладают фракции среднего и мелкого песка. В пахотном горизонте очень низкое содержание ила, оно обычно резко возрастает в нижележащих более плотных слоях. В гранулометрическом составе суглинистых разновидностей содержание частиц физической глины возрастает до 30 – 40%, преобладающими становятся фракции мелкого песка и крупной пыли. Химические свойства светло-серых лесных почв представлены в табл. 5.6 на примере их среднесуглинистых разновидностей, сформировавшихся на покровных тяжелых суглинках и глинах.

Таблица 5.6

Агрохимические показатели светло-серой лесной сильнооподзоленной среднесуглинистой почвы, отобранной на землях ТОО «Урал» Завьяловского района (данные УдмуртНИИгипрозем)

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	С	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
Ап 0 – 33	6,4	1,3	24,2	95	3,3	18,5	11,3
В ₁ 33 – 43	4,5	2,5	15,4	86	0,4	15,0	7,8
В ₂ 60 – 70	4,0	3,8	20,2	84	0,3	15,4	9,9
В ₂ 90 – 100	4,1	3,3	20,8	86	0,2	30,9	9,9
С 150 – 160	4,3	2,8	22,7	89	-	35,0	10,0

Серые лесные почвы обычно залегают по нижним частям склонов. В гранулометрическом составе легкосуглинистых разновидностей (Ап) содержится до 30 % частиц физической глины, преобладают фракции мелкого песка и крупной пыли. В пахотном горизонте серых лесных тяжелосуглинистых почв содержание частиц физической глины возрастает до 42%, преобладающими становятся фракции крупной пыли и ила.

По химическим свойствам серые лесные оподзоленные почвы (Ап) характеризуются слабокислой, иногда близкой к нейтральной реакцией, средней гидролитической кислотностью, повышенной суммой поглощенных оснований и высокой степенью насыщенности основаниями. Они чаще среднегумусированы, имеют среднее и повышенное содержание фосфора и калия (табл. 5.7).

Таблица 5.7

Агрохимические показатели серой лесной слабооподзоленной тяжелосуглинистой почвы, отобранной на землях Каракулинского района
(Ковриго, 2004)

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V, %	Гумус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
A ₀ 0 – 4	6,1	-	-	-	-	-	-
A ₁ 4 – 14	5,95	3,44	66,6	95	12,3	15,0	30,7
A ₁ A ₂ 15 – 25	5,6	2,34	12,4	84	2,1	4,3	14,2
B ₁ 28 – 38	5,3	2,19	22,1	91	1,1	12,5	25,0
B ₂ 60 – 70	4,9	2,92	32,1	92	0,6	8,7	38,6
BC 100 – 110	4,75	3,27	26,6	89	0,7	3,7	23,2

Серые лесные оподзоленные почвы обладают высоким потенциальным плодородием, вследствие чего почти полностью распаханы.

Темно-серые лесные почвы обычно залегают по нижним частям склонов и характеризуются темно-серым или черным цветом гумусового горизонта, который постепенно переходит в иллювиальный (B₁). Последний имеет буровато-сероватый цвет, ореховатую структуру с мощными гумусовыми затеками. В нижней части горизонта A₁ или в верхней части нижележащего слоя B₁ иногда наблюдается слабая кремнеземистая присыпка. В условиях близкого залегания грунтовых вод могут появиться признаки оглеения в виде сизовато-серых или ржавых пятен, примазок, прослоек. Среди серых лесных почв они характеризуются наиболее благоприятными агрохимическими свойствами (табл. 5.8).

Таблица 5.8

Агрохимические показатели темно-серой лесной глееватой среднесуглинистой почвы, отобранной на землях ТОО «Урал» Завьяловского района
(данные УдмуртНИИгипрозем)

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
Ап 0 – 31	6,8	0,9	44,2	98	6,9	12,0	10,6
A ₁ 31 – 40	6,6	1,0	33,7	97	3,2	9,5	9,5
B ₁ 40 – 50	6,6	0,5	22,9	98	0,4	27,2	8,9
B ₂ 60 – 70	7,1	0,4	29,2	99	0,3	31,5	10,0
B ₃ 90 – 100	7,3	0,3					

5.2.3. Дерново-карбонатные почвы

Дерново-карбонатные почвы - одни из лучших в республике. Они сформировались в местах выхода на поверхность пермских карбонатных пород, поэтому залегают только на повышенных элементах рельефа, в основном по южным склонам увалов. Имеют оригинальную темно-коричневую окраску, которую не следует путать с красно-бурой окраской подверженных эрозии дерново-подзолистых почв. Очень важным морфологическим признаком дерново-карбонатных почв является наличие на небольшой глубине карбонатов в виде вишнево-бурой глины с белыми прослоями известняков и мергелей. Известняковый щебень иногда в большом количестве встречается в пахотном горизонте дерново-карбонатных почв, выступая на поверхность в виде небольших белых камешков. На крутых склонах увалов, подверженных эрозии, карбонатные породы выходят на поверхность, выделяясь белыми пятнами на коричневом фоне дерново-карбонатных почв.

В механическом составе *дерново-карбонатных выщелоченных почв* (Ап) содержится 40-42% физической глины, преобладают фракции мелкого песка и ила. Содержание илистых частиц достигает 18-24%, и перераспределение их по профилю менее резкое, чем у дерново-подзолистых почв. По химическим свойствам (Ап) характеризуются нейтральной реакцией среды (рН_{сол.} 6,1-6,9), высокой суммой поглощенных оснований (30 – 37 мг-экв/100 г почвы) и такой же степенью насыщенности основаниями (93-98%). Слабосмытые разновидности хорошо гумусированы (3,7-4,5%), в средне- и сильносмытых почвах содержание гумуса резко уменьшается. Данные почвы неплохо обеспечены подвижным фосфором и обменным калием (табл. 5.9).

Таблица 5.9

Агрохимические показатели дерново-карбонатной сильновыщелоченной глинистой почвы, отобранной на землях Можгинского района (Ковриго, 2004)

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V, %	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
Ап 0 – 20	6,5	2,8	25,7	90	4,7	15,0	9,4
В ₁ 25 – 35	6,9	1,3	30,3	96	2,2	5,0	6,8
В ₂ 40 – 50	7,2	1,3	32,8	96	1,4	1,0	6,8
В _к 60 – 70	7,2	0,9	23,9	96	0,5	-	3,4
С 100 – 110	7,4	0,9	24,6	97	0,3	-	3,4

Дерново-карбонатные типичные почвы, в отличие от выщелоченных, вскипают от действия соляной кислоты с поверхности или на глубине, не превышающей 20-30 см. Под горизонтом Ап или А₁ непосредственно залегает материнская порода. Имеют благоприятные агрохимические свойства. Поскольку эти почвы залегают по покатым и крутым склонам, то они часто бывают в той или иной степени смытыми.

Дерново-карбонатные оподзоленные почвы. Залегают по повышенным элементам рельефа. Образовались на карбонатной материнской породе, но в условиях значительного выщелачивания карбонатов. У несмытых почв горизонт Ап чаще буровато-серого цвета. Структура значительно распылена. Горизонт В₁ бурый или буроватый с наличием светло-серых пятен, с кремнеземистой присыпкой, структура ореховатая. Горизонт В₂ красно-бурый, крупноореховатой структуры. Вскипание отмечается на глубине более 100 см.

Дерново-карбонатные почвы обладают высоким потенциальным плодородием. Они не нуждаются в известковании и содержат достаточно высокое количество элементов питания. Поэтому степень распаханности их самая значительная по сравнению со всеми другими почвами района.

5.2.4. Дерново-(перегнойно-) глеевые почвы

Дерново-глеевые почвы формируются в условиях повышенного увлажнения при близком залегании жестких грунтовых вод. Они распространены на пониженных участках увалов, по поймам рек, широким днищам балок. Повышенное увлажнение обуславливает наличие в профиле почв ясных признаков увлажнения или обособленных глеевых горизонтов. Высокое содержание кальция в почвообразующих породах и грунтовых водах препятствует отчетливому развитию процесса подзолообразования и стимулирует формирование довольно четко выраженного относительно мощного (20-30 см) гумусово-аккумулятивного горизонта.

У дерново-глеевых почв под дерниной или оторфованной лесной подстилкой залегает темно-серый, богатый гумусом горизонт А₁ с зернисто-мелкокомковатой структурой. Ниже залегает переходный горизонт В_г, серовато-бурый, частично с признаками оглеения, переходящий в грязно-бурый с ржавыми и сизыми пятнами или сплошной оглеенный сизый горизонт G. Дерново-глеевые почвы делятся на пять подтипов.

1. *Дерново-поверхностно-глееватые*. До глубины 100 см имеют оглеение в виде сизых пятен. Содержание гумуса в горизонте А₁ от 7 до 14%. Реакция в верхних горизонтах слабокислая и нейтральная, степень насыщенности основаниями высокая. Обеспеченность этих почв подвижными соединениями азота, калия и фосфора – высокая.

2. *Дерново-грунтово-глееватые*. Имеют хорошо выраженные признаки оглеения в виде серосизых пятен и прожилок, ржавых примазок в горизонте В_г. В этом горизонте встречаются железисто-марганцевые конкреции. Содержат достаточно много гумуса (4-8%). Имеют слабокислую или нейтральную реакцию среды, высоко насыщены основаниями (80-90%). Обладают большими запасами питательных веществ.

3. *Перегонные поверхностно-глеевые*. Под лесной подстилкой залегает перегонный горизонт мощностью 10-30 см, темно-бурый, состоит из хорошо разложившихся растительных остатков, во влажном состоянии мажущийся, в сухом образует глыбистые отдельности. Гумусовый горизонт мощностью 10-15 см, темно-серый с сизоватым оттенком, комковато-зернистой структуры, содержит железисто-марганцевые конкреции. Переходный горизонт имеет явные признаки оглеения, постепенно книзу признаки оглеения ослабевают. Почвы содержат 10-15% гумуса. Реакция в верхних горизонтах слабокислая или нейтральная. Иногда они имеют высокую гидролитическую кислотность (10-20 мг-экв. на 100 г почвы).

4. *Перегонные грунтово-глеевые*. Отличаются от предыдущего подтипа сильно выраженным оглеением переходного горизонта и почвообразующей породы, где часто вскрывается водоносный горизонт. Содержание гумуса в этих почвах высокое (10-12%). Реакция в верхних горизонтах слабокислая или нейтральная, степень насыщенности основаниями высокая (85-90%). По всему профилю много закисных форм железа.

5. *Дерново-глеевые оподзоленные*. Аналогичны дерново-глеевым почвам, но отличаются от них наличием оподзоленного горизонта А₁А₂, формирующегося под гумусовым горизонтом и проявляющегося в осветлении общего тона и появлении белесоватой присыпки на поверхности структурных отдельностей горизонта. Реакция оподзоленного горизонта слабокислая.

Дерново-глеевые почвы характеризуются высоким потенциальным плодородием. Однако во влажные и средневлажные годы весенняя обработка их затруднена, посевы часто вымокают. Окультуривание этих почв требует проведения дренажных работ, обеспечивающих понижение уровня грунтовых вод и регулирующих увлажнение поверхностными водами.

5.2.5. Пойменные почвы

При хорошо развитой гидрографической сети на территории республики широко представлены пойменные или дерново-луговые почвы. Особенно большие их площади находятся в поймах рр. Камы, Чепцы, Ижа, Сивы, Валы и др. Как уже отмечалось, в речных долинах создаются очень благоприятные условия для почвообразования. Почвообразующие породы здесь представлены аллювием и делювием, то есть тем мелкоземом, который сносится с окружающих территорий, и поэтому они богаты элементами питания. В пойме хороший микроклимат и богатая лугово-травянистая растительность, которая способствует образованию гумуса и формированию гумусового горизонта.

В приустьевой части поймы вследствие ежегодного отложения свежего аллювия (обычно легкого гранулометрического состава) почвообразовательный процесс не успевает заметно проявиться. В этих условиях образуются *дерновые аллювиальные слаборазвитые почвы*, характеризующиеся слабым накоплением органического вещества. Гумусовый горизонт у них плохо выражен, иногда совершенно отсутствует. Ниже располагаются песчаные, супесчаные, реже легкосуглинистые слои различной мощности (от 1-2 до 10-15 см). Содержание гумуса в этих почвах не превышает 1%, реакция среды близка к нейтральной.

Дерновые аллювиальные слоистые почвы также формируются в приустьевой части поймы, но в условиях не ежегодного их затопления. Они имеют гумусовый горизонт мощностью 15-20 см. Ниже обычно залегают светлоокрашенные песчаные слои, чередующиеся с более темными суглинистыми. Слоистость мелкая, зебровидная, иногда встречаются погребенные гумусовые горизонты, нередко имеются признаки оглеения. Содержание гумуса редко превышает 2-2,5%. Реакция среды обычно близкая к нейтральной или нейтральная. Характеризуются низкой суммой поглощенных оснований, повышенным содержанием подвижного фосфора и низким – обменного калия (табл. 5.10).

Таблица 5.10

Агрохимические показатели дерновой аллювиальной слоистой глееватой песчаной почвы, отобранной на землях ТОО Холмогорова Завьяловского района
(данные УдмуртНИИгипрозем)

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
A ₁ 2 – 20	7,0	0,6	12,9	95	0,6	14,6	4,9
I 25 – 35	7,1	0,3	7,7	96	0,1	9,6	1,9
II 50 – 60	7,2	0,4	23,3	98	0,8	10,8	3,0
III 90 – 100	7,2	0,3	17,9	98	0,2	13,2	2,0
G 110 – 120	6,2	0,9	7,3	89	0,2	16,7	4,0

Дерновые аллювиальные зернистые почвы формируются в центральной пойме, где условия почвообразования оказываются наиболее благоприятными. Слоистость их почти не выражена, поскольку они довольно однородны по гранулометрическому составу, где преобладают глинистые и тяжелосуглинистые фракции, обогащенные илстыми частицами. В этих почвах под хорошо развитой дерниной залегает мощный (иногда более 30-40 см) темно-серый с отлично выраженной зернистой структурой гумусовый горизонт. Ниже следует уплотненный серовато-бурый суглинок зернисто-мелкокомковатой или ореховатой структуры. Данные почвы отличаются высоким содержанием гумуса, иногда выше 6-8%, реакция среды изменяется от слабокислой до нейтральной (табл. 5.11).

При наличии в верхней метровой толще признаков глееватости (ржавые или охристые пятна, сизые пятна глея) или глеевого горизонта выделяются соответственно глееватые или глеевые разновидности вышеназванных аллювиальных почв.

Дерновые аллювиально-делювиальные почвы. Залегают по поймам небольших рек, выходящих во время половодья из берегов. Формируются на наносах аллювиального и делювиального происхождения. Профиль данных почв характеризуется бессистемно расположенными слоями различного цвета и механического состава. В ряде случаев сверху имеется гумусовый горизонт А. Признаков оглеения в метровой толще не имеется. При наличии ясно выраженных признаков глееватости в метровой толще выделяют *дерновые аллювиально-делювиальные оглеенные почвы*.

Таблица 5.11

Агрохимические показатели дерновой аллювиальной зернистой глееватой среднесуглинистой почвы, отобранной на землях ТОО Холмогорова Завьяловского района
(данные УдмуртНИИгипрозем)

Горизонт и глубина взятия образца, см	РН сол.	Н	S	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
A ₁ 2 – 23	6,2	2,5	46,7	95	10,5	2,2	4,4
B ₁ 23 – 33	6,0	1,2	24,4	95	0,7	8,5	4,2
B ₂ 60 – 70	3,5	9,4	17,5	65	0,5	9,5	4,4
B ₃ 80 – 90	3,6	7,1	18,3	72	0,4	6,4	4,9
G 110 - 120	4,2	3,5	9,8	74	0,8	14,6	3,1

Дерновые аллювиальные оподзоленные почвы. Залегают по поймам рек, на грядах, буграх и других повышениях, редко заливаемых в половодье. Гумусовый горизонт чаще буровато-серый, реже светло-серый или серый. Переход в следующий горизонт ясный или постепенный. Под гумусовым горизонтом чаще залегает горизонт В с бурым цветом, ореховатой структуры, с белесой присыпкой в верхней части. Реже залегает горизонт А₂ мощностью в несколько сантиметров. По всему профилю очень слабо просматриваются слои.

5.2.6. Болотные почвы

Почвы болотного типа в условиях Удмуртии приурочены в основном к притеррасным поймам больших и малых рек. Притеррасная часть поймы в речной долине является самой пониженной частью и характеризуется застойным водным режимом, при котором происходит заболачивание почвы. Растительные остатки, пропитанные влагой, не минерализуются как при свободном доступе воздуха и не гумифицируются, а превращаются в торф, то есть практически консервируются.

В северной и западной частях республики среди почв дерново-подзолистого типа на слабодренированных территориях, где отмечается временный застой поверхностных вод и близкое залегание грунтовых, распространены *болотно-подзолистые почвы*. В их профиле с поверхности находится органогенный горизонт (А₀) мощностью 4-8 см, представляющий собой торфянистую массу. Ниже залегает гумусовый горизонт А₁, мощностью 15-20 см, имеющий зернисто-комковатую структуру. Последний сменяется подзолистым горизонтом А₂, он светлоокрашенный и обычно оглеенный. Иллювиальный горизонт В окрашен в грязно-серые тона и также имеет ясные признаки оглеения в виде сизоватых и охристых пятен.

Наиболее характерными свойствами болотно-подзолистых почв являются: кислая реакция, высокая гидролитическая кислотность, низкое содержание элементов минерального питания, постепенный спад гумуса с глубиной, обогащение верхних горизонтов кремнеземом и обеднение полуторными окислами.

Торфообразование обычно происходит очень медленно. За тысячу лет в среднем образуется один метр торфа. При достижении такой мощности торфяного горизонта болотная почва превращается в торфяник, имеющий промышленное значение. Среди болотных почв в республике преобладают почвы низинного подтипа.

Низинные болотные почвы. Формируются при увлажнении минерализованными водами, обуславливающими богатое минеральное питание и обеспечивающими благоприятные условия для произрастания наиболее требовательной растительности. Характеризуются повышенной зольностью (6-18%), слабокислой или близкой к нейтральной реакцией среды. Степень насыщенности основаниями более 50%. Низинные торфа, чаще всего, хорошо разложившиеся, коричневые, черные, мажущиеся, в них трудно различить растительные остатки. Встречаются низинные торфа и с довольно высокой степенью разложения – до 20-30%. Низинные болотные почвы делятся на три вида:

- 1) торфяно-болотные низинные маломощные почвы, мощность торфяного слоя до 50 см;
- 2) торфяно-болотные низинные мощные почвы, мощность торфяного слоя более 50 см;
- 3) иловато-болотные почвы. Залегают по западинам речных долин, по днищам оврагов и другим понижениям, где наблюдается систематическое избыточное увлажнение и отлагается большое количество илистых частиц аллювиального и делювиального происхождения. Явной дифференциации на генетические горизонты нет. Верхний слой грязновато-серого цвета, бесструктурный, с большим количеством ржавых пятен. На глубине 20 см, а иногда и меньше, наблюдается ясно выраженная оглеенность.

В отличие от верховых, низинные торфяники отличаются высокой степенью разложения растительных остатков. Торф их черный, землистый, растительные остатки в нем почти не видны, зольность достигает 20-30%, обычно они имеют близкую к нейтральной или нейтральную реакцию. Поэтому низинные торфа широко используются как удобрения.

Болотные верховые торфяно-глеевые почвы встречаются в республике редко, в основном это правобережье р.Кильмезь и левобережье р.Камы. Почвы характеризуются наличием органогенного торфяного горизонта мощностью 20-50 см, ниже которого идет глеевый горизонт. Профиль почвы хорошо дифференцирован. Зольность верхней части торфяного горизонта низкая (2-6%), нижние части торфяного горизонта имеют более высокую зольность. Почвы сильноокислые (рН_{сол} 2,6-3,8), в глеевых горизонтах кислотность несколько понижается. Степень насыщенности основаниями 10-50%.

Болотные верховые торфяные почвы имеют органогенный торфяной горизонт мощностью более 50 см, профиль слабо дифференцирован. Торфяной горизонт бурый или желтовато-бурый, состоит из растительных остатков, хорошо сохранивших свою форму. Глеевый горизонт минеральный, сизовато-серого или голубовато-сизового цвета, бесструктурный. Почвы низкозольны, имеют сильноокислую реакцию среды, низкую насыщенность основаниями (10-30%) при

значительной (80-90 мг-экв /100 г почвы) емкости поглощения. Содержание валовых форм кальция, калия и фосфора низкое.

5.2.7. Почвы овражно-балочного комплекса

По днищам лощин и балок, их конусам выноса формируются *овражно-балочные дерновые делювиальные (намытые) почвы*. Характерной особенностью профиля данных почв является наличие слоистости. Слои обычно различной мощности, цвета и механического состава, чаще бесструктурные. В большинстве случаев сверху имеется гумусовый горизонт A_1 мощностью 6-10 см. В местах близкого залегания грунтовых вод в верхней метровой толще отчетливо наблюдаются признаки оглеения в виде ржавых (охристых) и сизоватых пятен.

Химические свойства овражно-балочных дерновых намытых почв могут быть весьма разнообразны. Зависят они от свойств наносов, принесенных с водосборной площади. Для них обычно характерно повышенное содержание гумуса по всему профилю (табл. 5.12).

Дерновые слаборазвитые почвы залегают по покатым, сильнопокатым, крутым и обрывистым склонам балок, оврагов, берегам рек. Морфологические признаки этих почв весьма разнообразны. Чаще всего эти почвы имеют небольшой гумусовый горизонт (менее 10 см). Под ним залегают горизонты ореховатой структуры или же бесструктурные, по внешним признакам схожие с материнскими породами. Реже встречаются недодернованные почвы, когда горизонт A_1 полностью отсутствует. В этом случае (склоны оврагов, размываемые склоны речных долин) весь почвенный профиль представлен обнаженными породами.

Таблица 5.12

Агрохимические показатели овражно-балочной дерновой намытой глееватой среднесуглинистой почвы, отобранной на землях ТОО «Урал» Завьяловского района (данные УдмуртНИИгипрозем)

Горизонт и глубина взятия образца, см.	РН сол.	Н	S	V,%	Гу- мус, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		мг-экв /100 г почвы				мг-экв /100 г почвы	
A ₁ 2 – 19	4,5	6,5	18,1	74	5,3	6,0	8,2
I 30 – 40	6,1	1,3	23,0	95	2,0	4,2	4,0
II 55 – 65	5,9	2,1	28,8	93	2,2	11,4	6,3

Химические свойства дерновых слаборазвитых почв в значительной степени зависят от почвообразующей породы и степени развитости гумусового горизонта. Среднесуглинистые разновидности этих почв, сформировавшиеся на покровных опесчаненных суглинках, характеризуются среднекислой реакцией, сменяющейся вниз по профилю на сильнокислую. Сумма поглощенных оснований и степень насыщенности основаниями в горизонте A_1 - средние, в нижележащем горизонте отмечается незначительное их повышение. Гумусированность в верхнем горизонте (A_1) около 1,5-2%, ниже она резко уменьшается. Содержание подвижных форм фосфора изменяется от очень низкого в горизонте A_1 до очень высокого в нижележащих слоях, а обменного калия наоборот – уменьшается вниз по профилю от среднего значения до низкого.

5.2.8. Антропогенно-преобразованные почвы

В новой классификации почв России (2000) антропогенно-преобразованные почвы рассматриваются как определенный этап естественно-антропогенной эволюции почв, сопровождающийся генетически обусловленным изменением режимов, процессов, строения и свойств на всех стадиях преобразований. Степень антропогенных трансформаций весьма различна, затрагивает разные части профиля и зависит как от интенсивности и длительности воздействий, так и от свойств исходных почв.

В зависимости от характера изменения почв, используемых в земледелии, в процессе их естественно-антропогенной эволюции, направленной на окультуривание, выделяют две основные группы антропогенно-преобразованных почв: агроестественные и агроземы. В *агроестественных почвах* под антропогенно-преобразованным сохраняются полностью или частично в ненарушенном состоянии гумусово-аккумулятивные, элювиальные и другие горизонты, позволяющие

идентифицировать антропогенно-преобразованные почвы по аналогии с природными почвами, имеющими сходное строение. Такие почвы называют агрочерноземами, агросерыми, агродерново-подзолистыми и т.п.

В большинстве случаев типовую специфику профиля антропогенно-преобразованных почв определяет наличие нового агрогенно-преобразованного поверхностного горизонта, гомогенного, сформировавшегося при долговременных регулярных механических турбациях и внесении различных органических и минеральных веществ. В результате он приобретает отличную от естественных почв организацию почвенной массы, характеризуется изменением вещественного состава и особыми водно-физическими, физико-химическими и биологическими показателями. Агрогенно-преобразованный горизонт образуется на месте одного или нескольких поверхностных горизонтов природных почв, а иногда – из материала срединных горизонтов, почвообразующих пород или нанесенного тем или иным способом субстрата.

Все антропогенно-преобразованные почвы, профиль которых преобразован по существу в новое природное тело и не имеет близкой по строению «пары» среди естественных почв, группируются в зависимости от характера и сочетания новообразованных антропогенных и унаследованных естественных горизонтов в особые «антропогенные» отделы с новыми, не используемыми для природных почв названиями (рис.5.3). Среди них выделяются: *агроземы, абраземы и торфоземы*, характеризующиеся специфическими, сформированными *in situ* гомогенными антропогенно-преобразованными горизонтами, залегающими на частично или полностью сохранившемся срединном горизонте или непосредственно на почвообразующей породе; *стратоземы*, в которых поверхностные горизонты сформированы в толще привнесенного материала мощностью более 40 см; *хемодеграземы* – почвы, испытавшие сильное химическое загрязнение; сильно турбированные и загрязненные почвы городов обычно объединяют в *урбаноземы*.

Степень антропогенной трансформации почв и, следовательно, их отнесение к перечисленным «антропогенным» отделам или отделам естественных почв зависит не только от характера, продолжительности и интенсивности антропогенных воздействий, но и в значительной степени от строения исходных природных почв.

Подтипы, выделяемые на основании антропогенно-обусловленных показателей, в основном представляют собой переходы к таким новым образованиям, как агроземы, абраземы, стратоземы и пр. Подтипы, соответствующие начальной стадии агропедогенеза, ограничивающейся лишь частичной перестройкой отдельных генетических горизонтов при сохранении целостности исходного почвенного профиля, являются переходным звеном между агроестественными и естественными почвами. Примером таких подтипов являются образования с гетерогенным или турбированным пахотным горизонтом, с признаками слабого или умеренного химического загрязнения и др.

Магнитные свойства почв. Магнитные свойства почв являются новыми важными показателями их физических свойств (Ковриго, 2004). Они оказываются полезными для суждения о минералогическом и химическом составах почв, а также для объяснения некоторых свойств твердой фазы почв, для характеристики различных типов почв, образование которых связано с тем или иным почвообразовательным процессом.

Магнитные свойства почв, как и любого вещества, проявляются в их способности намагничиваться. Газовая и жидкая фазы почв обладают относительно слабыми магнитными свойствами. В основном магнитные свойства почв связаны с ее твердой фазой (с механическими элементами), в составе которой имеются первичные и вторичные минералы, содержащие железо, никель, кобальт, титан, а также железоорганические и некоторые другие соединения.

По магнитным свойствам различают диамагнитные, пара- и ферромагнитные минералы и соединения. Диамагнитные составляющие твердой фазы почв и горных пород представлены кварцем, каолинитом, гипсом, кальцитом, ортоклазом, органическим веществом и др. Парамагнетиками в почвах и горных породах являются: доломит, мусковит, монтмориллонит, вермикулит, ильменит и др. Ферромагнитные минералы твердой фазы почв и горных пород представлены магнетитом, маггемитом, ферроксицитом, а антиферромагнитные – гетитом, гематитом, лепидокрокитом и др. Более детальная характеристика магнитных свойств почв Удмуртии дана в капитальной монографии В.П.Ковриго (2004).

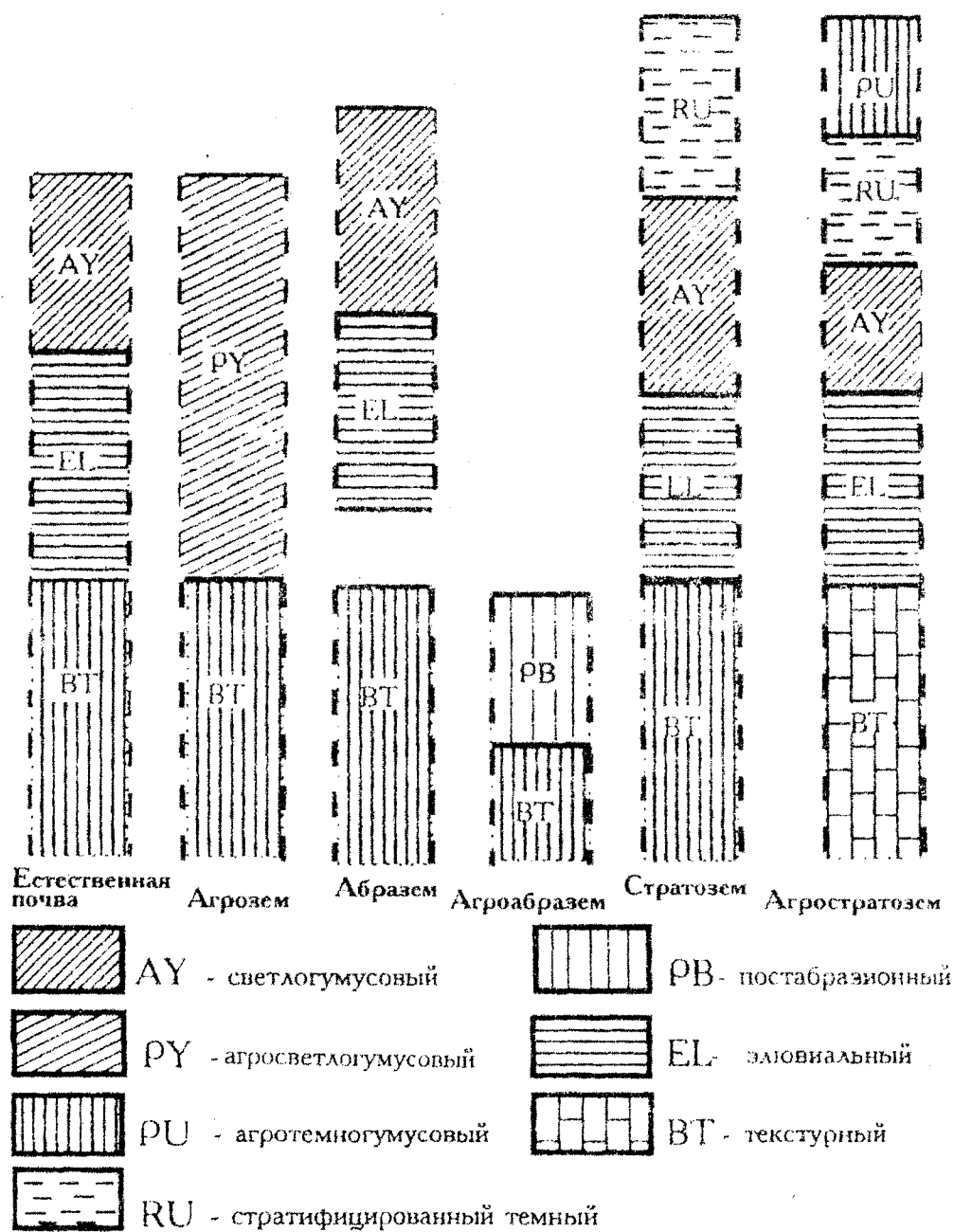


Рис. 5.3. Схема возможных антропогенных преобразований профиля дерново-подзолистой почвы (Классификация..., 2000)

5.3. Земельные ресурсы

Земельные ресурсы имеют в жизни человеческого общества исключительно важное значение. Быстрый рост сферы материального производства и народонаселения земного шара предъявляет все большие требования к использованию земли как главного источника производства продуктов питания и сырья для многих отраслей промышленности, как пространственного базиса для промышленного, транспортного, городского и сельского строительства, для добычи полезных ископаемых, для рекреационных целей и других областей человеческой жизнедеятельности.

Земельные ресурсы мира ограничены. По данным Международной агрономической организации (ФАО), земельный фонд мира составляет около 13,4 млрд. га, из них только 8,6 млрд. га являются продуктивными. Из общей площади продуктивных угодий более половины занимают сельскохозяйственные земли (4553 млн. га) и несколько меньше половины – леса и кустарники (4055 млн. га). Площадь обрабатываемых угодий (пашня, сады, плантации) – 1507 млн. га, или 11,2% от всего земельного фонда (только 3% от поверхности планеты!). Сельскохозяйственные земли, занимая треть земельного фонда мира, состоят на одну треть из обрабатываемых угодий и на две трети – из лугов и пастбищ. Статистические данные показывают, что до последней четверти XX в. в мире происходил быстрый рост площади пахотных земель. Так, с 1940 по 1975 г. площадь обрабатываемых земель увеличилась почти вдвое: с 830 до 1507 млн. га (Добровольский, Урусовская, 2004).

Несмотря на увеличение общей площади сельскохозяйственных земель в мире, доля их, приходящаяся на одного человека, постепенно сокращается. В настоящее время население земного шара достигло 6,5 млрд., доля же пахотной земли на душу населения уменьшилась до 0,23 га. При этом каждый год человечество теряет около 15 млн. га продуктивных земель, из них 7 млн. га в результате процессов деградации почв и 8 млн. – за счет отчуждения из сельскохозяйственного фонда на нужды строительства городов и сел, инфраструктуры и др. Учеными подсчитано, что за период существования земледелия эрозия и дефляция уничтожила около 2 млрд. га плодородных земель.

Россия располагает обширным земельным фондом в 1709,8 млн. га. Более половины его занимают леса, кустарники и болота (51,86%), около пятой части – оленьи и конские пастбища (19,18%). И лишь 13% от общей площади страны представлены сельскохозяйственными угодьями, в том числе 7,6% – пашней. Малая доля сельскохозяйственных угодий объясняется неблагоприятными агроклиматическими условиями России, в отличие от многих развитых стран. Например, в США сельскохозяйственные угодья занимают 68% территории, в Англии – 80%, во Франции – 66% (Добровольский, Урусовская, 2004).

Земельный фонд России характеризуется значительной пестротой почвенного покрова. Причем почти половину площади России (47,5%) занимают малоплодородные тундровые или мерзлотно-таежные почвы: тундровые глеевые (7,7%), глееподзолистые и подзолистые (12,2%), болотно-подзолистые и болотные (7,0%), мерзлотно-таежные (9,3%), дерново-подзолистые и бурые лесные (11,3%). Несравненно меньшую площадь занимают лесостепные и степные почвы – всего 9,4%, из них серые лесные – 2,3%, черноземы – 6,03%, каштановые – 1,07%. Еще меньше доля пустынных и полупустынных почв (2,7%), среди них бурые занимают 1,5%, солонцы, солонцовые комплексы и солончаки – 1,2%. На долю горных почв разных природных зон приходится около 33% территории России (Добровольский, Урусовская, 2004).

Согласно данным Государственного доклада Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды УР (О состоянии..., 2007), земельный фонд Удмуртской Республики по состоянию на 1 января 2007 г. составляет 4206,1 тыс. га. Распределение земельного фонда УР по категориям земель приводится в таблице 5.13.

Анализ таблицы показывает, что почти половину земельного фонда УР составляют земли лесного фонда (48,4%), значительную долю занимают земли сельскохозяйственного назначения (44,8%). Далее следуют земли населенных пунктов, на которые приходится 4,7% от общей площади республики. На долю остальных категорий остается всего 2,1% земельного фонда республики.

В 2006 г. произошли существенные изменения в распределении земель по категориям вследствие передачи сельских лесов в земли лесного фонда из земель сельскохозяйственного назначения (9,2 тыс. га) и земель запаса (1,5 тыс. га). По остальным категориям площадь земель существенно не изменилась.

Таблица 5.13

Распределение земельного фонда УР по категориям за 2006 год

Категории земель	Общая площадь, тыс. га		Изменение, тыс. га
	на 01.01.2006 г	на 01.01.2007 г	
Земли сельскохозяйственного назначения	1886,3	1875	- 11,3
Земли населенных пунктов	197,6	197,6	
Земли промышленности, энергетики, транспорта, связи, радиовещания, телевидения, информатики, земли для обеспечения космической деятельности, земли обороны, безопасности и иного специального назначения	38,2	38,1	- 0,1
Земли особо охраняемых территорий и объектов	2	1,8	- 0,2
Земли лесного фонда	2035,7	2046,4	+ 10,7
Земли водного фонда	29,2	29,2	
Земли запаса	17,1	18	+ 0,9
Итого земель в административных границах	4206,1	4206,1	

Распределение земельного фонда УР по угодьям и изменение их площадей за 2006 г. представлены в табл. 5.14.

Таблица 5.14

Распределение земель всех категорий по угодьям и изменение их площадей за 2006 год

Виды угодий	Общая площадь, тыс. га		Изменение, тыс. га
	на 01.01.2006 г.	на 01.01.2007 г.	
Пашня	1308,7	1308,6	- 0,1
Залежь	9,9	9,8	- 0,1
Многолетние насаждения	11,8	11,7	- 0,1
Сенокосы	94,6	94,2	- 0,4
Пастбища	293,4	290,7	- 2,7
Всего сельхозугодий	1718,4	1715	- 3,4
Лесные земли	14,1	7,0	- 7,1
Под древесно-кустарниковой растительностью, не входящей в лесной фонд	77,0	76,2	- 0,8
Под водными объектами	13,3	13,6	+ 0,3
Земли застройки	3,7	3,9	+ 0,2
Под дорогами	35,7	35,8	+ 0,1
Болота	7,7	7,7	
Нарушенные земли	2,8	3,0	+ 0,2
Прочие земли	12,6	12,8	+ 0,2
Всего земель	1885,3	1875	- 10,3

Анализ структуры земельного фонда свидетельствует об относительно высокой освоенности территории республики по сравнению с соседними регионами таежной зоны. В составе сельскохозяйственных угодий достаточно высока доля пахотных земель (69,8%), что более характерно для регионов лесостепной и степной зон. Чрезмерная распаханность сельскохозяйственных угодий является одной из причин активного развития эрозионных процессов в республике. При этом очень низка доля естественных сенокосных угодий (5%), пастбища занимают 15,5% от площади земель сельскохозяйственного назначения.

Фонд перераспределения земель на 01.01.2007 г. составил 225,8 тыс. га, в том числе передано в аренду 145,3 тыс. га. Фонд перераспределения за 2006 г. уменьшился на 3,6 тыс. га в основном за счет передачи земель, занятых лесом, в категорию земель лесного фонда.

Изменение отдельных категорий земель за 1990 – 2007 гг. представлено в табл. 5.15.

Таблица 5.15

**Изменение площадей отдельных категорий земель Удмуртской Республики
за 1990 – 2007 годы (Земельный фонд..., 1990; О состоянии..., 2000, 2007)**

Виды угодий	Площадь, тыс. га на 01.11. 1990 г.	В % от площа- ди УР	Площадь, тыс. га на 01.01. 2000 г.	В % от площади УР	Площадь, тыс. га на 01.01. 2007 г.	В % от пло- щади УР
Пашня	1527,8	36,3	1502,8	35,7	1308,6	31,1
Сенокосы и пастбища	334,5	7,95	342,0	8,1	388,0	9,22
Всего сельхозугодий	1863,3	44,3	1893,5	45,0	1715	40,77
Земли лесного фонда	2018,0	47,98	1993,5	47,4	2046,4	48,4
Земли застройки	19,0	0,45	27,5	0,7	3,9	0,09
Земли особо охраняемых территорий, природоохранного и природно-заповедного назначения	1,6*	0,038*	3,7	0,09	1,8	0,043
Нарушенные земли	6,6	0,16	6,5	0,2	3,0	0,07

* Данные на 01.01.1994 г.

Данные таблицы показывают, что за анализируемый период существенно сократилась доля пахотных угодий (более чем на 5%), при этом чуть повысилась площадь кормовых угодий, преимущественно за счет увеличения площадей пастбищ. Более чем на 3,5% уменьшилась доля сельскохозяйственных угодий в структуре земельного фонда республики. Вызывает тревогу и озабоченность уменьшение за последние 7 лет более чем наполовину площади земель природоохранного назначения. Но с другой стороны, более чем вдвое сократилась площадь нарушенных земель.

Анализ структуры почвенного покрова сельскохозяйственных угодий республики показывает, что преобладающая доля пашни (76,1%) представлена дерново-подзолистыми почвами, а более плодородные серые лесные почвы занимают лишь 16,7% пахотных земель, еще меньше (5,2%) доля дерново-карбонатных почв (табл. 5.16). Подавляющее большинство почв имеет суглинистый и глинистый механический состав (88,1%), значительные площади сельскохозяйственных земель являются в различной степени эродированными (Рысин, 1995).

Таблица 5.16

Структура почвенного покрова сельскохозяйственных угодий Удмуртской Республики (Оценка земель..., 1990)

Наименование почв, их характеристика	Общая площадь		В том числе					
	тыс. га	%	пашня		сенокосы		пастбища	
	тыс. га	%	тыс. га	%	тыс. га	%	тыс. га	%
Дерново-слабоподзолистые	221,3	11,7	212,5	13,8	1,3	1,1	7,5	3,3
Дерново-среднеподзолистые	472,4	25,0	457,5	29,6	3,7	3,1	11,2	4,9
Дерново-сильноподзолистые	536,6	28,4	504,9	32,7	8,8	7,4	22,9	10,1
Дерново-карбонатные типичные	5,4	0,3	5,4	0,3	-	-	-	-
Дерново-карбонатные выщелоченные	67,4	3,6	64,4	4,2	0,4	0,3	2,6	1,1
Дерново-карбонатные оподзоленные	15,6	0,8	15,2	1,0	-	-	0,4	0,2
Светло-серые лесные оподзоленные	192,3	10,2	184,0	11,9	1,9	1,6	6,4	2,8
Серые лесные оподзоленные	60,5	3,2	56,7	3,7	1,3	1,1	2,5	1,1
Темно-серые лесные	18,6	1,0	16,9	1,1	0,7	0,6	1,0	0,4
Дерновые оглеенные	4,8	0,2	2,7	0,2	1,3	1,1	0,8	0,4
Пойменные иловато-торфяные глеевые	21,7	1,1	3,9	0,2	8,4	7,1	9,4	4,1
Пойменные дерновые	104,5	5,5	17,8	1,1	44,6	37,7	42,1	18,5
Овражно-балочные дерновые	170,0	9,0	3,3	0,2	45,9	38,9	120,8	53,1
Итого по республике	1891,1	100,0	1545,2	100,0	118,3	100,0	227,6	100,0
Супесчаных и песчаных	203,8	10,8	175,1	11,4	8,3	7,0	20,4	9,0
Суглинистых и глинистых	1665,6	88,1	1363,5	88,3	101,6	86,9	197,8	86,9
Эродированных	1262,2	66,7	1080,0	69,9	44,3	37,4	137,9	60,6
Переувлажненных	80,4	4,2	9,7	0,6	30,1	25,4	40,6	17,8

6. РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

Растительный покров сформирован из двух природных объектов — флоры и растительности. Флора является качественной, а растительность — количественной характеристикой растительного покрова. Флора — видовое (систематическое) разнообразие растений на территории Удмуртии. Растительность — определенное количественное сочетание видов растений, формирующих растительные сообщества (леса, луга, болота и т.д.).

6.1. История развития современного растительного покрова

Всякая попытка реконструкции реальной истории формирования флоры сталкивается с большими трудностями, неизбежно вызывающими много вопросов и разногласий. Важно помнить, что современный растительный покров — результат длительного и сложного исторического развития. Особенности формирования растительного покрова республики во многом связаны с близостью Уральских гор и Сибири, отсутствием ледникового щита в плейстоцене. О сложности формирования флоры УР свидетельствует наличие ряда видов, являющихся локальными эндемиками различных регионов (*цицербита уральская*, *короставник татарский*, *полевица Корчагина* и *молочай Коржинского* - Приуралье и Урал, *василек цельнокрайнолистный* - Урал и Зауралье).

В палеогене (65 млн. лет назад) территория Удмуртии, как и всей Русской равнины, была покрыта вечнозелеными хвойными лесами, которые по мере похолодания климата постепенно сменились древесными листопадными древесными породами цветковых растений и голосеменными, приспособленными к обитанию в умеренно-теплом влажном климате. Продолжающееся похолодание климата привело к тому, что в конце третичного периода, в плиоцене (25 млн. лет назад), сформировался современный облик наших лесов, когда вместо лесов с теплолюбивыми хвойными (гинкго, тис, секвойя и др.) и лиственными (магнолия, платан и др.) породами возникли леса с бореальными видами травянистых растений и современными видами ели и сосны (Баранов, 1948-1956; Ананова, 1960, Дорофеев, 1965, История ..., 1980 и др.). На особенности формирования и смен растительных сообществ в этот период большое влияние оказали особенности развития рельефа (глубокое врезание речных долин, поднятие Уральских гор и связанные с ним эрозионные процессы), чередование потеплений и похолоданий, зависящее от трансгрессий и регрессий Акчагыльского и Апшеронского морей. Растительность республики была представлена то еловыми лесами, то сменявшими их лесами с господством сосны, с большим или меньшим участием широколиственных пород.

Наступившее впоследствии общее похолодание климата привело к изменению границ растительных зон на различных территориях, появлению и распространению на месте лесов открытых травянистых растительных сообществ. В плейстоцене (550-23 тыс. лет назад) решающее влияние на формирование и развитие всего природного комплекса Европы оказали ледники. Территория Удмуртии не покрывалась материковым льдом, но деятельность ледников отразилась на современном распределении отдельных типов растительных сообществ и наличии в республике остатков флоры приледниковых территорий — реликтов плейстоценового периода. Примером тому является сосредоточение больших площадей сосновых лесов на материковых песчаных дюнах в центрально-западных районах республики, сформированных в плейстоценовый период. В междюнных понижениях располагаются верховые болота с холодолюбивыми растениями — *береза карликовая*, *водяника черная*, *морозка* и др.

В основе смен растительности в ледниково-межледниковые периоды плейстоцена лежит постепенное изменение господствующих лесных сообществ на водоразделах (темнохвойные или сосновые и березовые леса — широколиственные или хвойно-широколиственные леса (в оптимальные стадии межледниковий) — березовые и еловые леса) на перигляциальную лесостепь с лесной разреженной реликтовой (с островками сосновых, березовых и еловых лесов) и травяно-кустарниковой растительностью (тундровые, полынно-маревые и злаково-разнотравные сообщества) (Гитерман, 1953, 1962; Иванова, 1966, 1973; Ятайкин, Шаландина, 1975; История..., 1980; Аверьянов и др., 1981 и др.). В то же время в долинах рек (преимущественно в долине нижнего течения р. Камы), даже в самые суровые периоды ледниковья, сохранялись участки обедненной таежной растительности. Характерной особенностью межледниковых смен лесов с бореальными и неморальными элементами было не только их взаимное вытеснение, но и взаимное обогащение. В республике в межледниковья европейско-урало-сибирский таежный лесной комплекс пополнялся вновь как сибирскими видами, так и неморальными европейскими элементами.

После значительных климатических колебаний условия для произрастания растений в голоцене стали более благоприятными, хотя климат не всегда был устойчивым. Наиболее стабильным климатом, по мнению климатологов, отличался атлантический период (8-4,5 тыс. лет назад), причем самыми теплыми и мягкими в голоцене были условия около 5-6 тыс. лет назад (Палеогеография..., 1978; Климанов, 1982; Хотинский, Савина, 1985; Хотинский, 1977, 1991; Клиге и др., 1998). Широко распространенные в бореальный период голоцена темнохвойные леса сменились хвойно-широколиственными и широколиственными лесами, причем на территории республики вновь появились и закрепились некоторые неморальные растения. К середине атлантического периода в результате экспансии широколиственных лесов на север на территории республики восстановилось третичное ядро неморальной флоры, появились «псевдореликты третичного времени», пришедшие на территорию УР с запада и востока (*зеленчук желтый, овсяница высокая, осока лесная, кострец Бенекена, пролесник многолетний* и др.). Поэтому все они являются реликтами атлантического периода. Последующее похолодание привело к смещению растительных подзон.

Переход от ранне- к среднесуббореальному периоду, по мнению Н.А. Хотинского (1991), характеризовался сухим климатом, что способствовало новому расцвету широколиственных лесов и широкому расселению сосновых лесов. С этим же периодом связывается сильная засуха в степных районах Русской равнины и передвижение скотоводческих племен на север. На этот период приходится расширение участков, занятых травянистой ксерофильной растительностью, на территории Удмуртии появляются и расселяются многие лесостепные растения – *ветреница лесная, полынь широколистная, ковыль перистый, подмаренник настоящий* и др.

Дальнейшая смена растительности не принесла новых изменений в состав флоры и к середине суббореального периода голоцена полностью был сформирован как современный облик растительности, так и основной состав флоры республики.

С эпохи энеолита, со сменой хозяйственного уклада человека, начинается этап активного использования природных ресурсов, и происходят существенные изменения в составе флоры, которые приводят к дальнейшему обеднению местной флоры и обогащению ее адвентивными (заносными) видами.

Изменение растительного покрова в результате деятельности человека на данной территории началось достаточно давно. По свидетельству археологов, Среднее Прикамье относится к числу немногих районов Приуралья, которые человек освоил 40-10 тыс. лет назад (Голдина, 1999). С развитием уровня цивилизации воздействие человека на среду постоянно увеличивалось.

Началом коренных изменений обычно считается бронзовый век, в котором появилось земледелие и строительство жилищ (Голдина, 1999). Освобождение земель от леса, физико-географические условия этого периода (аридизация климата), миграция населения привели к появлению и закреплению интразональной растительности, позиции которой менялись, и она, вероятно, стабильно существовала близ жилья человека. О чем, например, свидетельствует современная локализация археологических памятников и интразональных лесостепных флористических комплексов в республике и за её пределами. Хозяйственная деятельность человека препятствовала зарастанию открытых лесостепных участков.

Последние 200-300 лет способствовали процессам большей деградации растительного покрова. Начало XVIII столетия ознаменовалось бурным развитием и перемещением центра металлургической промышленности из центральных районов России на Урал и в Предуралье (История..., 1989). Сельское хозяйство в начале этого периода развивалось менее интенсивно, чем промышленность, хотя площади земель, отведенных под пашни, достаточно сильно и быстро увеличились. В имеющихся данных (для всей территории Вятской губернии) свидетельствуется, что в 1696 г. пашня составляла 6,1%, а в 1796 г. — уже 18 % от общей площади земель, к 1861 г. площади ее выросли до 24,1%. Ведущее место в производстве сельскохозяйственной продукции занимали южные уезды Вятской губернии (Цветков, 1957; История..., 1989). Ассортимент земледельческих культур был стабильным: рожь, овес, гречиха, ячмень, в небольших количествах конопля и лен, на юге – пшеница. Со второй половины XIX в. массовое распространение начинает получать картофель.

К началу XXI в. ассортимент зерновых и пропашных культур мало изменился, но достаточно сильно увеличились площади сельскохозяйственных земель. Так, по данным на 2001 г., земли сельскохозяйственных угодий занимают 44,7% от общей площади Удмуртской Республики, причем на долю пашни приходится 32,4% (О состоянии..., 2007). Изменились не только площади, но и способ обработки земель и технологии выращивания культур.

Изменение растительного покрова в большей части пересекается с исторически заложенным стилем хозяйствования в республике, но процессы синантропизации, деградации и полного

разрушения растительного покрова увеличиваются значительно более быстрыми темпами, чем это было в прошлые столетия. Наряду с проблемами увеличения площадей под населенные пункты и сельскохозяйственные угодья, вырубкой лесов и т.п., на территории УР остро стоят проблемы разработки новых месторождений нефти, подъема вод водохранилищ и многое другое. Необходимо отметить, что наряду с антропогенными факторами изменения видового состава флоры республики наблюдаются и природные, которые в связи с постепенными сменами типов растительности также могут приводить к изменению видового состава отдельных территорий и утрате отдельных видов. Для республики, расположенной в лесной зоне, характерно постепенное зарастание свободных от другой растительности территорий древесными сообществами и формирование обедненных видами лесных сообществ.

Современные тенденции развития растительного покрова УР связаны не только с обеднением и унификацией видового состава флоры, но и с постепенным обогащением ее лесостепными элементами, ведущими к изменению таежного облика растительного покрова на лесостепной, выраженный особенно ярко на крайнем юге.

6.2. Флора

Под флорой понимают полную территориальную совокупность видов растений (Юрцев, Камелин, 1991). И все видовое разнообразие растений с территории Удмуртии будет составлять её флору. Как правило, под видовым разнообразием растений обычно понимают только группу сосудистых растений. Когда изучается флора других систематических групп – мхов или водорослей – говорят об бриофлоре (флоре моховидных), альгофлоре (флоре водорослей). В настоящее время на территории республики выявлено около 2000 видов сосудистых растений. Почти 900 из них своим появлением и вхождением в состав флоры республики обязаны человеку. Это заносные растения, среди которых одичавшие культурные и культивируемые растения (около 25%), растения, завезенные железнодорожным и автомобильным транспортом со строительными материалами, фруктами и другими путями. Родиной этих растений чаще являются более южные регионы и даже континенты (Америка, Австралия, Африка).

Дикорастущая или аборигенная (местная) флора Удмуртии насчитывает 1088 видов сосудистых растений, входящих в состав 440 родов и 103 семейств. Среди них 7 видов хвощей, 6 – плаунов, 21 – папоротников, 7 - голосеменных растений (ель, пихта, сосна), а все остальные относятся к цветковым растениям, составляющим основу флоры Удмуртии. Наиболее богаты видами семейства сложноцветные, злаковые, осоковые, что характерно и для других бореальных флор (Толмачев, 1974). Богаты видами 10 семейств (рис. 6.1). Они включают 56, 6% от общего числа видов во флоре республики (Баранова, 2002). По своим систематическим, географическим, экологическим, биологическим характеристикам флора республики относится к флорам бореально-умеренного типа.

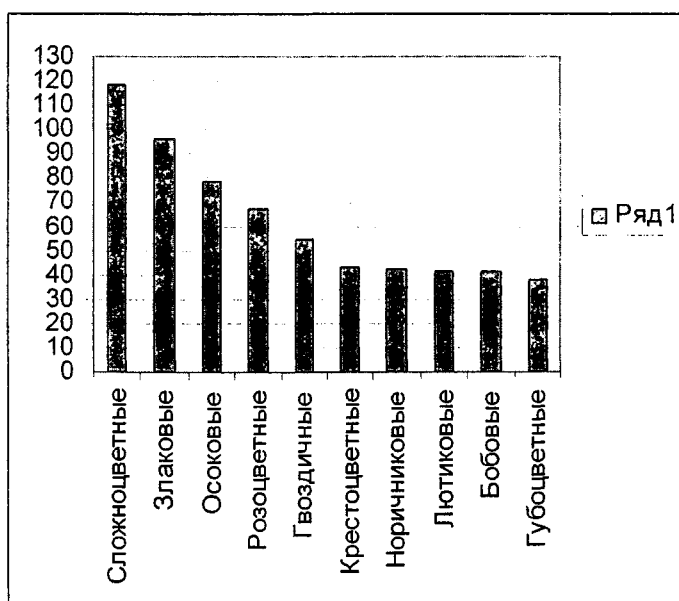


Рис. 6.1. Ведущие по числу видов семейства во флоре Удмуртии

Богата или бедна флора республики по сравнению с другими регионами? В Кировской области, например, расположенной западнее Удмуртии, — 1068 аборигенных видов (Тарасова, 2007), а в Пермской области, находящейся восточнее, — 1580 видов (Овеснов, 1997), но площади их в 3-3,5 раз превосходят территорию Удмуртии. Поэтому можно говорить, что флора Удмуртии по сравнению с Кировской областью более богата.

Богатство флоры объясняется географическим положением республики. Её территория располагается в Предуралье, где имеется достаточно большой перепад абсолютных высот в рельефе: от 60 до 330 м над уровнем моря. Территория достаточно сильно вытянута с севера на юг, отсюда разница температурных параметров. Микроклиматические особенности отдельных видов ландшафта позволяют существовать на территории Удмуртии северным, тундровым видам. Это *морозика*, *береза карликовая*, *княженика* и др. В то же время в республике растут растения, характерные для степей и лесостепей: *вишня степная*, *горюха весенняя*, *ковыль перистый* и др. Близость территории Удмуртии к границе Европы и Азии, соседство с Уральскими горами являются причиной взаимопроникновения европейских и сибирских видов растений. Все это обогащает флору Удмуртии, по сравнению с расположенными западнее регионами.

Большая часть видов флоры широко распространена по всей территории Удмуртии, а около 30 % составляют растения, имеющие те или иные пределы распространения. Причины, которые влияют на такое распространение видов растений, различны, к ним следует в первую очередь отнести ботанико-исторические (время и пути миграции видов из других регионов), эколого-климатические (температурные факторы, обеспеченность влагой, тип фитоценоза), географо-эдафические (ландшафтная и почвенная неоднородность) и другие факторы.

Подавляющее большинство видов, имеющих границы ареалов в УР, находится на северном пределе распространения (174 вида). Растения, которые имеют северную границу ареала, являются в большинстве случаев лесостепными видами (*лабазник обыкновенный*, *гвоздика разноцветная*, *ковыль перистый* и др.) или неморальными (*дуб летний*, *бересклет бородавчатый* и др.). На северо-восточной границе находится около 40 видов (*кирказон обыкновенный*, *лещина обыкновенная*, *пролесник многолетний* и др.). Растений, находящихся на южном пределе распространения (лесотундровые и таежные виды Евразии), значительно меньше (49 видов). Среди них такие растения, как *княжик сибирский*, *горюха сибирский*, *пион уклоняющийся* и др. Процент растений, имеющих западные и восточные пределы, незначителен (3 %). Преимущественно европейские виды находятся на восточном пределе распространения. Это *щавель прибрежноводный*, *ландыш майский*, *слива колючая* и др. На западном пределе распространения отмечен ряд сибирских и азиатских видов, некоторые из них имеют приуральско-азиатский тип ареала (*ясколка даурская*, *схизантра мозолистая*, *хохлатка дымянкообразная* и др.).

В зависимости от причин редкости тех или иных видов растений и состояния их популяций можно выделить две группы: нуждающиеся в первоочередной охране или нет. Виды растений, нуждающиеся в охране, заносят в Красную книгу.

Исследования по оценке степени угрозы отдельным видам растений начали проводиться на территории Удмуртии с конца 1970-х гг. В 1997 г. впервые постановлением Правительства УР № 822 от 01.09.97 был законодательно утвержден «Список редких и исчезающих видов растений», а в 2001 г. вышла «Красная книга Удмуртской Республики» и появилось второе постановление Правительства об этих видах растений (№ 959 от 10.09. 2001).

В настоящее время в Удмуртии из более чем 350 редких видов (Редкие и исчезающие..., 1988; Баранова, 2002) законодательно охраняется 194 сосудистых растения (постановление Правительства УР № 31 от 05.03.07). На территории Удмуртской Республики произрастает 11 видов сосудистых растений, занесенных в Красную книгу РФ (2008). Это *венерин башмачок настоящий*, *калитро луковичная*, *надбородник безлистный*, *неоттианта клубочковая*, *офрис насекомоядная*, *пальчатокоренник балтийский*, *пальчатокоренник Траунштейнера*, *пыльцеголовник красный*, *ковыль опушеннолистный*, *ковыль перистый*, *ятрышник шлемоносный*. Раньше отмечались в республике еще 2 вида, занесенные в Красную книгу РСФСР, — *венерин башмачок крупноцветковый* и *липарис Лёзеля*, на сегодняшний день они считаются исчезнувшими и внесены в Красную книгу УР с категорией 0.

Растения имеют разную степень редкости и различную уязвимость по отношению к неблагоприятным факторам в разных частях своего ареала. Это обстоятельство обуславливает и разное значение охраны того или иного вида в северной, центральной и южной частях Удмуртии. Анализ показывает, что наибольшее количество растений, занесенных в Красную книгу, произрастает в южных районах УР, примыкающих к долине р. Камы. Так, в Алнашском районе отмечено 47 растений, в Сарапульском — 64, Каракулинском — 65, Камбарском — 74. В северных

районах таких растений значительно меньше. Их количество колеблется от 4 (Юкаменский р-н) до 32 (Глазовский р-н). Причем необходимо отметить, что 13 таких растений растут только в Каракулинском районе, а 7 – только в Глазовском.

6.3. Растительность

Территория республики богата различными типами растительных сообществ, на её территории можно найти различные варианты таежных и подтаежных лесов, разнообразные луговые и болотные сообщества (Мустафин, 1938; Ефимова и др., 1972; Полозов, 1997; Туганаев, 2000 и др.). Главенствующим типом растительности на территории Удмуртии являются леса.

6.3.1. Лесная растительность

История лесной растительности. Еще в начале XVIII в. почти вся современная территория Удмуртии была покрыта дремучими лесами, но сведения о составе её лесов можно найти лишь с начала XIX в. Эти данные появились благодаря тому, что к концу XVIII в. впервые в России была создана лесная государственная служба – Лесной департамент, которому было поручено ведение всего лесного хозяйства.

Начало XVIII столетия ознаменовалось перемещением центра металлургической промышленности из центральных районов России на Урал и в Предуралье, только в первой половине столетия было отстроено 71 металлургическое предприятие, а во второй - 110 (История Урала..., 1989), в том числе на территории Удмуртии появились Ижевский, Воткинский, Камбарский, Пудемский железодельные заводы.

Прямо пропорционально развитию промышленности уменьшалась лесистость территории республики. В табл. 6.1 показано, что резкое падение лесистости в Удмуртии произошло в конце XIX в., когда на её территории увеличилось население и заработали на полную мощь заводы.

Таблица 6.1

Лесистость территории Удмуртии (в %) по годам (Попова, 1991; Национальный доклад..., 1996; Государственный доклад..., 2001; Лесной план..., 2008)

1816	1870	1881	1900	1915	1926	1947	1955	1978	1988	1996	2000*	2007
83,0	56,6	53,8	53,7	47,8	44,7	41,2	43,8	43,4	44,1	46,0	46,4	46,7

Примечание. По данным на 1.01.2000 г. леса Государственного лесного фонда (ГЛФ) составляли 75,0 % от общей площади лесного фонда УР (Государственный доклад..., 2000); данные по 2007 г. приведены по всей площади лесного фонда УР.

Постепенное сокращение площадей лесов продолжалось до начала 1950-х гг. Увеличение лесистости республики в последующие годы не было связано с сокращением площадей рубок леса, а возросло в связи с увеличением лесовосстановительных работ благодаря появлению более производительной техники. В 1956-1958 гг. площади вырубемых лесов (89,9 тыс. га) приблизились к лесовосстановленным (80,3 тыс. га) (Семеновых, 1997). Надо отметить, что лесокультурное дело в Удмуртии развивалось постепенно. Впервые искусственные посадки древесных пород были произведены в 1832 г. в окрестностях Воткинского завода (Черенков, 1997). Впоследствии лесные культуры появились и в других районах республики, но площади их по сравнению с рубками были незначительными и создавались они по примитивной технологии. Данные табл. 6.2 показывают, что с 1945 г. процент лесных площадей, относящихся к государственным лесам, не увеличился. Почти стабилен и показатель покрытых лесом площадей. Все это произошло благодаря увеличению площадей лесных культур, их количество от общей площади лесов выросло за 60 лет в 25 раз.

Больших масштабов лесовосстановление достигло в 1958 – 1967 гг., когда лесные культуры создавались по 14 тыс. га ежегодно. Максимальный объем посадки леса был произведен в 1962 г. – 20,8 тыс. га, в дальнейшем он стабилизировался на уровне 10 тыс. га в год (Лесной план..., 2008).

Мероприятия по лесовосстановлению складываются не только из создания лесных культур, но и из содействия естественному возобновлению леса методом сохранения хвойного подроста при

рубках. На рис. 6.2 показано, как соотносятся 2 эти метода лесовосстановления в Удмуртии. Как видно из рис. 6.2, за последние 30 лет площади лесовосстановления сократились почти в 3 раза.

Интересно отметить, что, наряду с местными древесными породами - елью, лиственницей и сосной обыкновенной, в последние годы увеличиваются посадки кедра или сосны сибирской.

Если покрытые лесом площади не сильно изменялись (табл. 6. 2), то породный состав претерпел существенные изменения (табл. 6.3). Зональным типом растительности на территории Удмуртии являются елово-пихтовые леса, а значит, господствующими видами таких лесов должны быть ель и пихта.

Таблица 6.2

**Лесные площади Государственного лесного фонда Удмуртской Республики
по годам в % от общей площади территории республики (Основные положения..., 1993;
Национальный доклад..., 1997; Семеновых, 1997, Лесной план..., 2008)**

Показатели	Годы										
	1945	1950	1961	1966	1973	1978	1983	1993	1996	2002	2007*
Площадь лесных земель	38,4	39,3	38,1	37,8	37,6	37,6	37,5	37,9	38,3	38,3	48,4
Площадь покрытая лесом	33,5	35,9	34,7	32,7	33,8	33,6	33,3	34,3	35,2	35,7	46,1
В том числе лесными культурами	0,7	1,1	2,1	4,7	11,5	12,2	15,4	21,3	-	25,3	21,6

Примечание. * - данные по всему лесному фонду УР.

В настоящее время на территории Удмуртии не только не сохранилось коренных темнохвойных лесов, но и резко уменьшилась площадь лесов с участием ели. Процент занятой площади елью за 100 лет упал более чем в 2 раза, с 86,2% (1902 г.) до 40,0 % (2007 г.). Вместе с тем в республике возрастают площади лесов покрытых сосной, но это благодаря тому, что сосна является широко культивируемой породой.

Таблица 6.3

Породный и возрастной состав лесов Удмуртии (в % к общей площади лесов) (Попова, 1991; Национальный доклад..., 1997; Лесной план..., 2008)

Породы и возраст	Годы										
	1902	1927	1936	1946*	1955	1963	1978	1988	1996	2002	2007**
Ель	86,2	82,4	77,5	63,7	52,5	45,0	34,2	36,0	-	36,0	40,0
Сосна	9,2	10,3	9,7	11,6	12,0	13,9	18,2	18,6	-	17,2	16,0
Все хвойные	96,0	92,7	97,1	75,6	64,2	58,0	53,6	55, 5	58,8	54,0	56,0
Лиственные	4,0	7,3	12,9	24,4	35,8	42,0	46,4	44,5	41,2	46,0	44,0
Молодые	38,9	15,3	14,9	30,2	35,1	44,7	36,8	33,4	40,4	33,5	31,0
Средневозрастные	-	34,2	20,9	14,3	18,1	16,3	30,5	32,7	31,9	32,7	38,0
Приспевающие	30,5	-	15,7	14,6	11,4	8,4	12,1	16,2	15,5	16,5	16,0
Спелые и перестойные	30,6	50,5	48,5	40,9	33,8	30,6	20,6	17,7	12,2	17,3	15,0

Примечания: *- с 1946 г. и далее данные на 1 января для лесных площадей Государственного лесного фонда; * *- данные по всему лесному фонду УР.

Гораздо более быстрыми темпами увеличиваются площади лиственных лесов, особенно сильно возросли площади покрытые березой. Для сравнения на рис. 6.3 показан породный состав лесов в 1944 и 2007 гг. Площади березовых лесов увеличились почти в 3 раза, тогда как осиновые и липовые леса имеют почти сходные площади. В последние годы появилась тенденция к увеличению площадей, занятых подростом липы, что в скором времени может сказаться на увеличении площадей

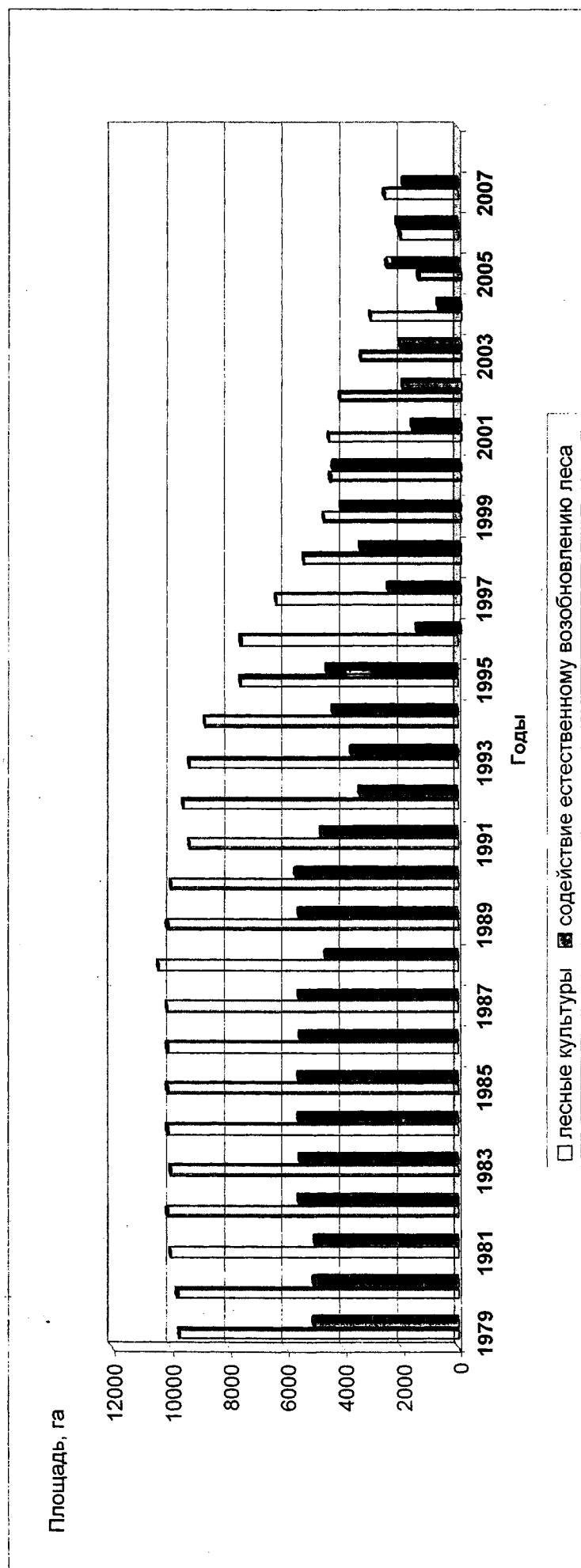


Рис. 6.2. Соотношение видов лесовосстановительных работ в период с 1979 г. по 2007 г. (Лесной план..., 2008)

липовых лесов. Это в большей мере связано с изменением климатических показателей на территории республики.

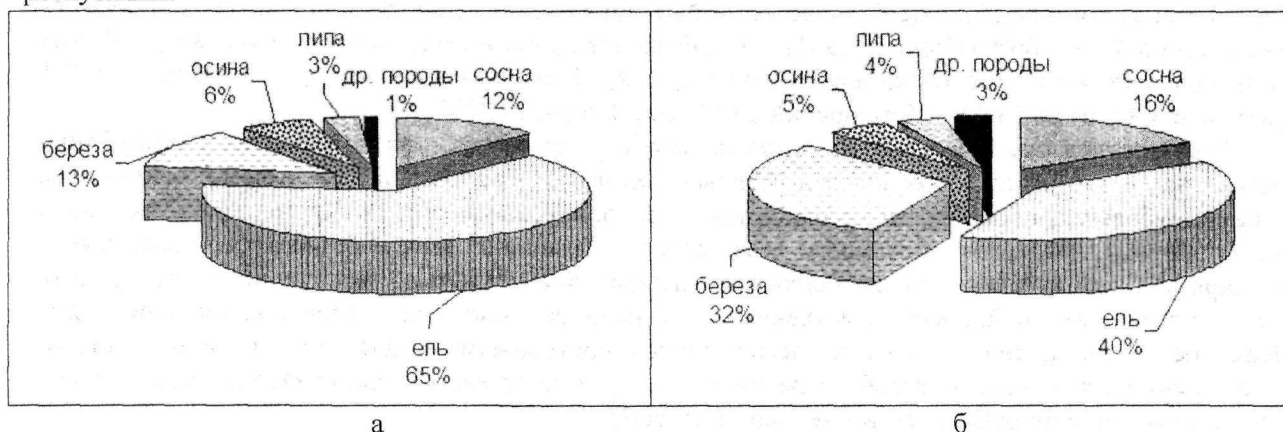


Рис. 6. 3. Породный состав лесов Удмуртии: а - на 1.01.1945 г.; б - на 1.01.2008 г.

В целом молодеет и возраст лесных пород, но этот показатель сильно зависит от потребностей промышленности в лесе и от интенсивности рубки лесов. Вероятно, в послереволюционный период в связи с нестабильной работой промышленности сократились потребности в древесине, и процент перестойных лесов составлял около половины от общей площади (табл. 6.3). В военные и послевоенные годы потребность в лесе увеличилась в несколько раз, и в результате этого резко сократились площади приспевающих и спелых лесов. В 1970 - 1980-х гг. процесс омоложения лесов продолжался и, вероятно, достиг критического уровня, поэтому в 1990-х гг. появилась программа «Леса Удмуртии», предусматривающая улучшение структуры лесного фонда, выборочную рубку лесов и другие мероприятия, призванные повысить продуктивность лесов и их экологическую ценность. На рис.6.4 показано постепенное увеличение молодых хвойных и средневозрастных хвойных и лиственных пород.

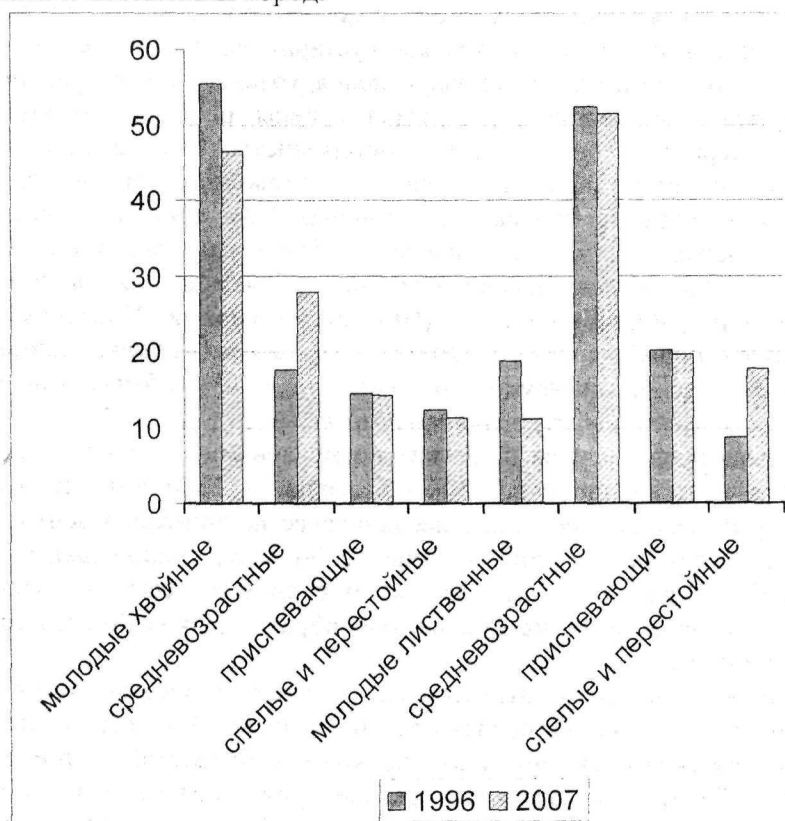


Рис. 6.4. Возрастной состав хвойных и лиственных лесов ГЛФ в 1996 и 2007 гг.

Лесистость отдельных районов УР была различной в разные исторические периоды. Например, в конце XVIII - начале XIX в. леса в Сарапульском уезде Вятской губернии занимали 79,5%, в Глазовском – 88,5%, еще большая разница в показателях лесистости появилась в 1880-х гг., соответственно 43% и 66% (Попова, 1991). В настоящее время в северных и центральных районах УР она колеблется от 26,2 (Юкаменский р-н) до 72,7% (Сюмсинский р-н), а на юге - от 7,1 (Каракулинский р-н) до 54,9 % (Камбарский р-н) (Лесной план..., 2008).

Характеристика лесной растительности. Древесная растительность республики представлена еловыми, пихтово-еловыми и елово-пихтовыми, сосновыми, березовыми, осиновыми, липовыми, дубовыми, ивовыми, сероольховыми и черноольховыми лесами. Кроме основных типов, большие площади занимают смешанные леса (елово-пихтово-липовые, елово-сосново-березовые и др.). Наряду с зональными елово-пихтовыми лесами значительные территории в республике занимают вторичные, хвойно-мелколиственные и мелколиственные леса. С севера на юг происходит постепенное обогащение хвойных лесов широколиственными породами и неморальными травянистыми растениями, которые переходят в широколиственно-елово-пихтовые леса (елово-пихтовые сложные и широколиственно-елово-пихтовые).

В северной половине Удмуртии встречаются характерные для южной тайги сообщества еловых лесов: зеленомошные, травяные, долгомошные, сфагновые. Среди елово-пихтово-зеленомошных и травяных лесов, приуроченных к суглинистым и глинистым подзолистым и дерново-подзолистым почвам, наиболее обычными являются кислично-неморальнотравяная, кислично-папоротниковая, кислично-черничная, черничная ассоциации. В таких лесах имеется хорошо выраженный подлесок из *розы иглистой*, *жимолости лесной*, *бузины сибирской* и др. В травяно-кустарничковом ярусе виды таежного мелкотравья (*кислица обыкновенная*, *черника* (которые нередко доминируют), *майник двулистный*, *седмичник европейский*), крупные папоротники (*щитовник шартрский*, *щитовник схожий* и др.) и неморальные виды (*копытень европейский*, *медунца неясная*, *звездчатка ланцетолистная* и др.).

Ельники-долгомошники и ельники сфагновые располагаются в неглубоких понижениях рельефа, на сырых болотистых почвах. Древостой в них образован преимущественно елью, реже имеется примесь березы пушистой. В ельниках долгомошных поверхность почвы сплошь покрыта кукушкиным льном, реже встречаются цветковые растения – *брусника*, *линия северная*, *плаун булавовидный* и др. В ельниках сфагновых на поверхности почвы также хорошо развит моховой ярус, он состоит из сфагновых мхов, в травяно-кустарничковом ярусе – *малина хмелистная*, *белокрыльник болотный*, *осока пепельная*, *шаровидная*, *удлиненная* и др., *лютик ползучий*.

В южной половине республики распространены широколиственно-елово-пихтовые леса, приуроченные к серым лесным, дерново-подзолистым и дерново-карбонатным почвам. Отличительной особенностью таких лесов является сложная и многоярусная структура и слабое развитие мохового покрова. В центральных районах Удмуртии в древесном ярусе чаще всего встречаются *ель*, *пихта*, *липа*, на широте г. Ижевска появляется большее разнообразие широколиственных пород – *клен платановидный*, *дуб летний*, *вяз шероховатый*, которые при вырубке хвойных пород становятся господствующими видами. Подлесок также разнообразен и состоит из *бересклета бородавчатого*, *розы майской*, *рябины*, *лещины*, *жимолости лесной* и др. В травянистом ярусе чаще доминируют три вида – *сныть обыкновенная* (на большей части территории), *осока волосистая* и *пролесник многолетний*.

Сосновые леса представлены на легких по механическому составу почвах и сосредоточены преимущественно в центральной части УР в бассейне р. Кильмезь, по левобережью р. Камы в среднем ее течении. В древостое сосновых лесов в качестве примеси в центральной и юго-восточной части республики встречается лиственница сибирская, находящаяся на южной границе распространения. С севера на юг, так же как и в еловых лесах, в сосновых лесах возрастает флористическое богатство и увеличивается их разнообразие. Для крайнего юга Удмуртии характерны даже сосново-дубовые леса.

На территории Удмуртии выделяются 5 типов сосновых лесов. К наиболее широко распространенному типу относятся сосняки зеленомошные. Они встречаются по всей центральной части республики и занимают вершины и склоны холмов. Древостой состоит из сосны с большей или меньшей примесью березы. В подлеске - редкие кусты можжевельника и ракитника русского. Травяно-кустарничковый ярус сильно изрежен, в нем обычны *брусника*, *черника*, *линия северная*, *плаун булавовидный*, *марьянник луговой*. Поверхность почвы покрыта зелеными мхами.

В небольших депрессиях рельефа крайне редко встречаются сосняки долгомошники и сфагновые. Сосняки сфагновые располагаются чаще всего по окраинам верховых и переходных болот

и плавно в них переходят. Для них характерно развитие кустарникового яруса из *багульника болотного*, *мирты болотного*, в травяно-кустарничковом ярусе – *брусника*, *клюква*, *пушица влагалищная*, *осока шаровидная* и др.

На возвышенных участках, вершинах склонов встречаются сосняки лишайниковые. Они имеют разреженный травяно-кустарничковый ярус, представленный *толокнянкой*, *фиалкой песчаной*, *осокой верещатниковой*, *ястребинкой волосистой*, *астрагалом песчаным*. При продвижении к югу в таких сосняках появляются разнообразные лесостепные виды – *вероника колосистая*, *гвоздика луговая*, *качим метельчатый*, *истод Вольфганга* и др.

Для южной половины Удмуртии характерно распространение широколиственно-сосновых лесов, располагающихся на склонах и возвышенных участках. В древостое таких лесов кроме сосны обычна липа. В травяном покрове массовое развитие получают *сныть*, *осока волосистая*, *коротконожка перистая*. Изредка встречаются *брусника*, *зимолобка*, *грушанка средняя*, *фиалка удивительная*, *осока корневищная* и др. Мхи произрастают преимущественно на стволах и гнилых пнях.

Из вторичных лесов по всей территории УР наиболее широко распространены мелколиственные леса: березняки и осинники. Формируясь после тайги и подтайги, на вырубках и гарях мелколиственные леса по составу травяного яруса и напочвенного покрова из мхов и лишайников в большой степени повторяют коренные типы растительности. Их отличительной особенностью является наличие в травяном ярусе лугово-лесных растений. Береза и осина часто произрастают в смеси с хвойными и широколиственными породами, образуя временные сообщества хвойно-мелколиственных лесов, встречаются также и чистые березняки и осинники. Но в чистых насаждениях березы и осины также есть подрост ели, пихты и сосны.

В южной части республики встречаются широколиственные леса, образованные чаще всего липой. Она образует вторичные леса с набором растений в травянистом ярусе сходным с коренными. К крайне редким растительным сообществам относятся дубравы. Плакорные дубравы растут на коренных склонах берегов рр. Иж, Кама и Вятка на крайнем юге. Пойменные дубравы широко представлены в долинах рек Вятки и Камы. Большая часть этих дубрав достаточно молода, так как они были вырублены при создании Нижнекамского водохранилища, в настоящее время они начинают восстанавливаться на возвышенных и незалитых частях поймы.

6.3.2. Луговая растительность

Луга занимают меньшую, чем леса, территорию Удмуртии (7,7%) (Государственный доклад..., 2007). Большая часть лугов имеет вторичное происхождение и возникла в результате хозяйственной деятельности человека на месте сведенных лесов.

По положению в рельефе луга подразделяются на пойменные и материковые (суходольные и низинные). Пойменные луга наиболее богаты в среднем течении рр. Камы и Вятки и представлены разнообразными ассоциациями с доминированием *овсяницы луговой*, *двукосточника тростниковидного*, *лисохвоста лугового*, *полевицы виноградиковой*, *осок острой*, *ранней* и *лисьей*, *манника большого*, *ковыля перистого*, *тонконога Делявина*, *кровохлебки лекарственной*, *пижмы обыкновенной*, *ситняга болотного*, *жерушника короткоплодного*, *белокопытника ложного*, *полыни лечебной* и др.

Пойменные луга средних и малых по величине рек занимают незначительные площади и представлены меньшим числом растительных ассоциаций. Преобладающими видами в них, в зависимости от географической широты и антропогенной нарушенности, являются *timoфеевка луговая*, *овсяница красная*, *полевица гигантская* и *тонкая*, *щучка дернистая*, *мятлик луговой*, *клевер луговой* и *ползучий*, *нивяник обыкновенный*, *горец змеиный*, *щавель густой*, *погребок весенний*, *очанка коротковолосистая* и др.

Суходольные луга хорошо представлены на склонах коренных берегов рек и на других частях водоразделов, свободных от леса. Наибольшие площади суходольные луга занимают в южной половине республики. Характерной особенностью рельефа Удмуртии является асимметрия коренных берегов рек, как правило, склоны южной экспозиции более высокие. Поэтому на крайнем юге и юго-востоке УР суходольные луга имеют различную степень остепнения. Характерны ассоциации с *овсяницей ложноовечьей*, *ковылем перистым*, *мятликом узколиственным*, *клевером горным* и другими лесостепными видами.

Большая часть суходольных лугов имеет широкое практическое использование в качестве пастбищ, поэтому распространенными растительными сообществами являются мелкозлаковые и разнотравно-мелкозлаковые, нередко в них принимают участие рудеральные растения.

Низинные луга приурочены к местообитаниям с близким залеганием грунтовых вод, то есть депрессии рельефа, днища логов, оврагов, нижние части склонов речных долин, в исключительных случаях они могут встречаться в верхних частях склонов близ верховодок. Эти луга отличаются значительной продуктивностью и, как правило, имеют высокий процент проективного покрытия травостоя. Наиболее характерными доминантными видами являются следующие: *щучка дернистая*, *овсяница луговая*, *полевица гигантская*, *осока острая*, *лютик ползучий*, *клевер гибридный* и др. К широко распространенным типам низинных лугов относятся разнотравно-щучково-лугомятликовые, мятливо-щучково-разнотравные, разнотравно-щучково-осоковые, осоково-разнотравные, мелкозлаково-разнотравные сильнообитые (Туганаев, Тычинин, 1984).

6.3.3. Болотная и водная растительность

Растительность болот. На территории Удмуртии болота занимают около 3% площади, но встречаются все три типа болот: верховые, низинные и переходные. Верховые болота, как правило, имеют небольшие площади, так как находятся на южной границе распространения. Они пятнами сосредоточены преимущественно в долинах рек Камы и Кильмези. Наиболее обычными являются сосново-кустарниково-сфагновые и пушицево-кустарниково-сфагновые сообщества. В древостое таких болот обычна редкая и невысокая сосна, кустарники – *багульник болотный*, *кассандра*, или *мирт болотный*, *голубика*, реже *береза карликовая*, *ива черниковидная* и др. В травяно-кустарничковом ярусе присутствуют *пушица влагалищная*, *осоки волосистоплодная*, *вздутая*, *малоцветковая*, *топяная* и др., *морозика*, *росянки круглолистная* и *английская*, *клюква болотная*, *шейхцерия болотная* и другие виды.

Низинные болота распространены достаточно широко. Они встречаются в депрессиях рельефа и чаще всего приурочены к поймам рек, где имеются участки, богатые водно-минеральным питанием. Для травяных низинных болот характерно доминирование представителей семейства осоковых – *осока острая*, *осока дернистая*, *осока пузыревидная*, *камыш лесной*, реже встречаются представители других систематических групп – *хвощ приречный*, *тростник обыкновенный*, *вейник сероватый*, *вахта трехлистная*, *манник большой* и др. По господству данных болотных видов выделяются осоковые (остроосоковые, дернистоосоковые и др.), хвощевые, тростниковые, рогозовые, травяные и некоторые другие виды травянистых низинных болот.

Для территории Удмуртии, как и для всей территории Предуралья, характерны лесные низинные болота, получившие название *согр*. В древесном ярусе участвуют *береза пушистая*, или *финская* и *сибирская*, *сосна обыкновенная*, в кустарничковом – *жимолость Палласа*, *береза приземистая*, различные виды рода *ива* (*ива пепельная*, *ива мирзинолистная*, *ива розмаринолистная* и др.). Состав травяно-кустарничкового яруса разнообразен. Он представлен как болотными видами (*телиптерисом болотным*, *тростником обыкновенным*, *вахтой трехлистной*, *бузультником болотным*, видами рода *осока*), так и некоторыми лесными растениями (*голокучником трехраздельным*, *майником двулиственным*, *седмичником европейским*) и другими, встречающимися на возвышенных местах. Лесные низинные болота постепенно превращаются в переходные, отличающиеся появлением пятен сфагнового мха и некоторых представителей верховых болот.

Растительность водоемов. Водные и прибрежно-водные растительные сообщества не отличаются особым богатством видового состава. Чисто водные ассоциации большей частью состоят из одного или двух-трех видов. Наиболее характерны сообщества из *рдестов гребенчатого*, *блестящего* и *плавающего*, *кувшинки чисто-белой*, *кубышки желтой*, *камыша озерного*, *рогозов узколистного* и *широколистного*, *ряски малой*, *горца земноводного* и некоторых других. На юге Удмуртии в старицах р. Камы изредка можно встретить заросли водного папоротника – *сальвинии плавающей*. Прибрежно-водная растительность состоит из более богатого набора видов, включающих такие растения, как *частуха подорожниковая*, *сусак зонтичный*, *ежеголовник мелкоплодный*, *манник большой*, *тростник обыкновенный*, *осоки ложносытьевидная*, *двутычинковая* и др.

6.3.4. Синантропная растительность

На территории республики много нарушенных земель и измененных растительных сообществ, в которых, кроме аборигенных растений, произрастает большое количество заносных видов.

Наиболее разнообразна растительность на урбанизированных территориях. По обочинам тропинок и дорог в населенных пунктах обычны *горец птичий*, *гулявник лекарственный*, *клоповник сорный*, *мятлик однолетний*, *мальва приземистая* и др. В населенных пунктах нередко можно встретить различные одичавшие культурные растения, чаще всего близ мест культивирования (у заборов огородов и садовых участков). По обочинам дорог и в других местах можно найти такие виды, как *хрен*, *ноготки*, *водосбор*, *мыльнянку*, *эхиноцистис лопастный* и др. Некоторые из них смогли в ряде мест натурализоваться и нередко встречаются в естественных луговых и лесных сообществах.

Пустыри изобилуют высокотравными видами – *лопухом паутинистым*, *пустырником пятилопастным*, *донником лекарственным*, *болиголовом крапчатым* и др.

Виды, растущие у шоссе и железных дорог, в большинстве случаев являются заносными. Наиболее широко распространенными среди них являются *амброзия полыннолистная*, *клоповник густоцветковый*, *житняк гребенчатый*, *солянка холмовая* и некоторые другие, нередко формирующие моnodоминантные сообщества.

На обрабатываемых почвах растут десятки видов культурных и сотни сорных растений. К распространенным специализированным сорнякам огородов относятся *звездчатка средняя*, или *мокрица*, *пырей ползучий*, *бодяг щетинистый*, *крапива жгучая*, *вьюнок полевой* и др. В посевах яровых культур встречаются *овес пустой*, или *овсюг*, *осот полевой*, *пикульники ладанниковый* и *двурасщепленный*, *редька дикая* и др. Для озимых культур характерны *василек синий*, *чистец болотный*, *незабудка полевая*, *фиалка полевая* и др.

На межах произрастают характерные полевые сорняки, кроме того, обильно встречаются такие рудеральные виды, как *полынь обыкновенная*, *короставник полевой*, *пастернак лесной* и др.

6.4. Растительные ресурсы

По характеру использования полезные растения входят в состав нескольких групп: лекарственные, пищевые (плодово-ягодные, орехоплодные, овощные и прочие съедобные), кормовые, медоносные, древесинные, дубильные, красильные и прочие технические, декоративные и др. Раньше в удмуртских деревнях пекли хлеб из дикорастущих злаков, красили ткани растениями, собирали сырье для плетения лаптей и выделки кож (Растительный мир Удмуртии, 1980). С приходом синтетических красителей и дубителей, широкого научно-технического прогресса в других областях народного хозяйства многие растения стали невостребованными. Из общего количества аборигенных сосудистых растений, произрастающих в Удмуртии, теми или иными полезными свойствами обладают 748 видов, что составляет 68,8% от общего состава флоры. Причем, необходимо отметить, что около трети видов может иметь комплексное использование, так как 48 видов (4,4 %) обладают 6-9 полезными свойствами, а 343 (31,5%) – 3-5 (Баранова, 2003).

Распределение полезных растений по характеру использования приведено в табл. 6.4. Кроме того, по степени востребованности на территории УР все полезные растения разделены на две группы. Из них 302 вида, что составляет менее половины полезных растений, в настоящий период времени находят практическое применение у населения, а вторая половина пока что не используется и входит в группу потенциальных видов. К потенциальным отнесены три группы видов:

1) «исторические» - полезные растения, используемые в прошлом (пищевые, лекарственные, дубильные, красильные);

2) полезные растения с незначительной ресурсной базой в республике, их можно рекомендовать к широкому использованию лишь с введением в культуру (редкие и исчезающие, декоративные);

3) растения малоизвестные и требующие специальных исследований по разработке технологий к их практическому применению.

Как видно из табл. 6.4, флора УР особенно богата лекарственными, медоносными и декоративными растениями. Из них лекарственные и медоносные востребованы только наполовину, а декоративные – лишь на 20%. Менее разнообразна группа технических растений - 233 вида, но и из этого количества видов на практике находит применение лишь 26 видов (11,1%).

Главное место среди технических растений занимают древесинные. Если в XVIII - начале XX в. основными источниками древесины были хвойные породы – ель, сосна, лиственница, дуб, то со второй половины XX в. – ель, береза, осина. Отпуск леса по главному пользованию в 1941 г. равнялся 4637,7 тыс. м³; в 1950 – 5001,5 тыс. м³; в 1958 – 6198,8 тыс. м³ (Истомин, 1960). Интенсивная рубка лесов привела к истощению лесных древесных ресурсов и заготовка их существенно сократилась: 1985 г. – 2955 тыс. м³, 1990 – 2979, 1996 – 1703,2, 2007 - 2194,2 тыс. м³ (Туганаев, 1997; Национальный доклад..., 1997; Лесной план..., 2008).

Лекарственными свойствами обладают более 50% полезных растений. Из 410 видов лекарственных растений, произрастающих в республике, 131 вид применяются в официальной медицине (Государственная фармакопея..., 1990; Государственный реестр..., 2000), а еще 279 растений только в народной (Мишин, 1972 и др.). Степень востребованности растений достаточно различна. Из растений официальной медицины используется населением 84 вида, народной – 87.

До 1990-х гг. в Удмуртии заготовка лекарственных растений (25-40 видов) велась главным образом аптекоуправлением, потребсоюзами и лесхозами. В настоящее время большинство заготовок стихийно, и никем не регулируется. Только в одном районе республики (Красногорском) ведется плановый сбор сырья в районной аптеке, что делает отслеживание ресурсного потенциала лекарственных растений наиболее важной задачей для их рационального использования в республике.

Таблица 6.4

Распределение полезных растений УР по степени востребованности

Категории полезных растений	Степень востребованности растений		Всего
	Используемые	Потенциальные	
Лекарственные:			
в том числе применяемые в	171	239	410
официальной медицине	84	47	131
народной медицине	87	192	279
Пищевые:	77	201	278
в том числе			
плодово-ягодные	22	11	33
прочие съедобные	55	190	245
Медоносные	106	307	413
Кормовые	136	162	298
Технические:	26	207	233
в том числе			
дубильные	-	81	81
красильные	-	210	210
прочие технические	26	41	67
Декоративные	67	287	354

Несмотря на видовое многообразие лекарственных растений, ресурсная база их в Удмуртии остается малоизученной. Первые работы по изучению запасов лекарственных растений в республике начали проводиться с начала 1970-х гг. (Макарова и др., 1984; Баранова, 1997). В настоящее время исследования продолжаются, но не ежегодно. В ходе рекогносцировочных исследований чаще всего изучается состояние ресурсов редких лекарственных растений. Определенным итогом этой работы было появление списка редких видов лекарственных растений, сбор которых на территории Удмуртии должен быть запрещен или лимитирован. К растениям с незначительной ресурсной базой в республике относятся около 1/3 видов. Причем 20 видов лекарственных растений научной медицины и 36 видов народной занесены в Красную книгу УР (2001). Из них в особой охране нуждаются *горичвет весенний*, *алтей лекарственный*, *авран лекарственный*, *наперстянка крупноцветковая* и другие, так как сбор их местным населением продолжается. Крайне ограниченный и лимитированный сбор должны иметь около 50 видов лекарственных растений. Среди них *лапчатка прямостоячая*, *горец змеиный*, *багульник болотный* и др.

Из лекарственных растений, имеющих практически неограниченные ресурсы, следует назвать *землянику лесную*, *крапиву двудомную*, *одуванчик*, *малину* и др. Ежегодно местным населением в большом количестве заготавливаются *зверобой продырявленный*, *душица обыкновенная*, *брусника*, *шиповник* и другие виды.

Наибольшее число лекарственных растений произрастает в лесах: *земляника лесная, брусника, береза, липа* и др. Несколько меньше видов встречается на лугах и болотах: *тысячелистник обыкновенный, душица, вахта, череда* и др. Среди лекарственных растений немало широко распространенных сорно-полевых и рудеральных видов, ценотические позиции которых на антропогенных местообитаниях усиливаются из года в год, а значит, возрастает их ресурсный потенциал, в отличие от лесных и болотных лекарственных видов. Такими видами являются *крапива двудомная, одуванчик, пастушья сумка, горец птичий* и др.

Свыше 250 видов составляют группу пищевых растений. Из дикорастущих видов наибольшее применение имеют лишь плодово-ягодные растения (50 видов). Из них чаще всего используется половина (*земляника, клубника, малина, брусника, лещина* и др.). Они заготавливаются в больших количествах. В последние годы лесные ягоды стали одним из важнейших источников дохода населения, поэтому их собирают хищнически (кусты вырываются с корнями, причем ягоды таких видов, как клюква, брусника, собирают незрелыми и др.). При сборе особенно страдают крупные популяции, на которых сбор плодов и ягод производится почти полностью. В целях рационального использования и сохранения таких популяций, например, болотных ягодников, требуется принятие особых природоохранных мер как на региональном, так и на республиканском уровне.

Широкое пищевое применение находят еще около 60 видов, среди них используются для приготовления травяных чаев – *зверобой продырявленный, иван-чай узколистый, мята полевая* и др., супов – *крапива, сныть*, салатов – *звездчатка средняя*, или *мокрица, одуванчик* и др., в качестве пряности – *тмин*, употребляются в свежем виде – *щавель обыкновенный, свербига восточная* и др. Большая часть съедобных растений населением либо не используется, либо используется в небольших количествах, потому что имеются их аналоги среди культурных растений.

В число кормовых растений чаще входят только те, которые составляют основу пастбищно-сенокосных угодий и имеют особое значение в балансе кормов естественных угодий (злаки, бобовые, осоки, вкусовые разнотравные элементы). Таких растений в республике насчитывается 132 вида. Среди них наиболее широко распространенные виды с высокой ресурсной базой – *тимopheевка луговая, лисохвост луговой, кострец безостый, клевер луговой, чина луговая* и др.

Одной из главнейших проблем, связанных с природными ресурсами, является их рациональное использование и охрана окружающей природной среды. Отведение земель под нефтяные месторождения, дороги, высокие рекреационные и пастбищные нагрузки, лесные пожары, сплошные рубки, нерегулируемый сбор лекарственного и пищевого сырья отрицательно сказываются на растительных ресурсах республики. Основой рационального использования природных ресурсов, в первую очередь, является выявление и регулирование запасов полезных растений. Если состояние древесинных ресурсов оценивается раз в 10 лет при таксации лесов, то состояние ресурсов ягодных и лекарственных растений рассматривается лишь при научных исследованиях и проводится нерегулярно.

В целях рационального использования растительных ресурсов на территории УР необходимо проведение следующих мероприятий:

- создание кадастров природных ресурсов как всей территории, так и отдельных административных территорий;
- сбор растительного сырья специализированными организациями под руководством специалистов;
- разработка и внедрение технологий по комплексному использованию полезных растений;
- четкое соблюдение правил, регламентирующих сбор сырья;
- своевременное исключение заготовок сырья определенных видов растений при истощении ресурсов;
- лицензирование сбора лекарственного сырья для растений с ограниченными ресурсами (валерьяна, синюха, лапчатка прямостоячая и др.);
- создание питомников для интродукции и всестороннего исследования в них перспективных и редких полезных растений;
- создание полукультурных плантаций с ценными видами полезных растений;
- охрана наиболее уникальных объектов с ценными видами лекарственных, пищевых растений; создание сети особо охраняемых природных территорий с популяциями лекарственных и пищевых растений;
- проведение научно-исследовательских работ по изучению особенностей экологии, биологии размножения и распространения ценных полезных растений с инвентаризацией и картированием крупных зарослей.

К сожалению, на территории УР в практику внедряются пока лишь два последних мероприятия.

7. ЖИВОТНЫЙ МИР

7.1. Видовое богатство фауны

На территории, ныне занимаемой Республикой Удмуртия, в плейстоцене господствовала так называемая мамонтовая фауна. В её состав входили животные, костные остатки которых собраны в музеях республики: мамонт, шерстистый носорог, первобытный бизон, лошадь, большерогий олень, северный олень, овцебык, сайгак, песец. С ними совместно обитали россомаха, пещерный медведь, волк. В то время господствующими экосистемами, в состав которых входили перечисленные звери, были тундростепи. Современными аналогами таких экосистем являются некоторые природные комплексы Северо-Восточной Сибири. Широко распространённые в наше время в бассейне Камы лесные экосистемы сравнительно молоды, их возраст не превышает 10 тыс. лет, следовательно, молода и фауна.

Животный мир нашего времени сложился как определённая часть местных экосистем, испытывающая воздействие разнообразных природных (геологических, географических, климатических, ландшафтно-экологических, биотических и всех прочих) и антропогенных факторов, которые наложили на животный мир, составляющие его виды и популяции, свойства отдельных организмов, определённый отпечаток. С окончанием последнего оледенения климат становился несколько более мягким. Изменение климата оказалось благоприятным для формирования лесных биоценозов и, напротив, привело к сокращению тундростепей; к этому добавилось воздействие человека-охотника. Некоторые животные постепенно вымерли (например, мамонт, шерстистый носорог, пещерный медведь), ареалы других заметно сократились (лошадь, сайгак, песец). Фауна пополнялась вселенцами из широколиственных лесов Европы (лягушки зелёные, хорь лесной, крот европейский, ёж европейский) и тайги Сибири (углозуб сибирский, бурозубки равнозубая и крошечная, пеночка зелёная). Животные активно взаимодействовали с природными комплексами, входящими в их состав растениями, почвами и другими ингредиентами, с людьми и разнообразными проявлениями цивилизации. Это взаимодействие, во многом противоречивое, продолжается и в наши дни.

Видовое богатство позвоночных животных Удмуртии составляет 7,35% от видового богатства этих животных России (табл. 7.1). Если учесть, что площадь Удмуртии составляет значительно меньше 1% от площади всей России, показатель видового богатства для УР не так уж и мал. Бедна фауна Удмуртии (впрочем, как и фауна всей России) земноводными и особенно рептилиями, что объясняется довольно суровыми (для этих животных) местными климатическими условиями. Небольшое количество видов рыб объясняется наличием в Удмуртии только внутренних водоёмов. Однако Удмуртия включает примерно четверть видового богатства птиц и млекопитающих всей России. В большинстве своём это виды с очень обширными ареалами.

Таблица 7.1

**Видовое богатство позвоночных животных Удмуртии
в сравнении с таковым России (1996-1997 гг.)**

Классы	Число видов позвоночных			
	в России		в Удмуртии	
	абс.	%	абс.	%
Рыбы	3000	100	45	1,5
Земноводные	26	100	11	42,3
Рептилии	66	100	6	9,09
Птицы	621*	100	164*	26,41
Млекопитающие	245	100	62	25,31
Всего	3958	100	288	7,35
Площадь, тыс. км ²	17075,4	100	42,06	0,246

* Только гнездящиеся виды.

Определённые изменения в списках животных происходят по мере уточнения таксономического положения некоторых видов. Например, установлено, что барсуки, населяющие Удмуртию, относятся к виду азиатский барсук (Капитонов, 2007). У нас совместно обитают два вида ежей: обыкновенный и белогрудый. Последний выделен в качестве самостоятельного вида недавно. При совместном обитании обыкновенный ёж предпочитает селиться в лесах, белогрудый размещается преимущественно в приопушечной части лесных массивов или в антропогенных ландшафтах. Зелёные лягушки подразделяются на три формы, различие которых под силу только специалисту: озёрная и прудовая лягушки, имеющие статус видов, кроме того, вероятен их межвидовой гибрид – съедобная лягушка.

Среди птиц учёными выявлено около сотни видов, не учтённых в табл. 7.1, которые не гнездятся в Удмуртии, но бывают ежегодно на её территории во время пролёта (лебеди, гуси, казарки), или случаются их нерегулярные залёты либо даже единичные примеры гнездования (отмечено для лебедя-кликуна зоологами Удмуртского университета). Стайки белокрылых клестов дважды были замечены в Ярском районе Удмуртии (90-е годы прошлого века). К залётным видам традиционно относили кедровку (она же ореховка) – птицу, свойственную лесам с участием кедра (сосны сибирской) и ели, но при урожае лесных орехов активно использующую этот пищевой ресурс. В отдельные годы осенью кедровки отмечались в лесах северной части Республики, и тогда их присутствие очень заметно по громким, своеобразным крикам. Однако в последние годы зоологи нашего университета всё чаще отмечают кедровок в южных районах Удмуртии; в частности, регистрируются гнёзда этих птиц в Алнашском районе. Появились основания для изменения статуса этого вида в фауне Удмуртии.

Видовое богатство беспозвоночных животных республики выявлено менее полно, здесь для фаунистов работы предстоит ещё на много лет. В тёплое время года в лесу, на лугу, на речке, в городской среде можно наблюдать немалое разнообразие паукообразных (пауки, клещи), насекомых, среди которых очень заметны бабочки, стрекозы, множество двукрылых, жесткокрылые. Среди отряда Жесткокрылые одних листоедов обнаружено свыше сотни, не менее богато видами семейство Пчелиные (отряд Перепончатокрылые). В отдельные годы могут регистрироваться случаи массового размножения некоторых видов. Так, во второй половине июня 2006 г. в междуречье Камы и Сивы (Воткинский район) в течение нескольких дней проходил массовый лёт стрекоз, которые летели на высоте 20-40 м, придерживаясь западного направления. Одновременно с одного места можно было видеть многие десятки особей. С периодичностью 2-3 раза в 10 лет в массе появляются голые слизни, в такие годы их бывает много не только на грядках с овощами, но и в посевах злаков.

Моллюски могут встречаться в тенистой траве (разные виды улиток, слизней), плавающими на поверхности воды пруда (*прудовики*, *катушка*), ползущими по дну (*перловица*, *беззубка*, *лужанка*). Если в зимнее время зачерпнуть сачком из металлической сетки ил со дна пруда или озера (через прорубь), промыть ил водой и потом аккуратно перебрать остаток, в нём можно будет обнаружить массу живности. Здесь будет множество личинок комаров разных видов (например, всем известный рубиново-красный мотыль – личинка комара-толкунца), личинки жуков и стрекоз, подёнок, ручейников, донные формы моллюсков (шаровка, лужанка), пиявки.

Списки видов некоторых семейств и отрядов сравнительно полно отражены исследованиями учёных: например, зарегистрировано 123 вида дневных бабочек, 48 видов муравьёв. В одном муравейнике совместно живут муравьи в количестве от 150 тыс. до 1,3 млн. особей. За летний сезон одна семья муравьёв прокладывает и поддерживает несколько муравьиных дорог, собирает от тлей до 35 кг сахаров, очищает от мелкой живности (особенно много личинок бабочек и других насекомых) лесную территорию площадью примерно 0,2 га.

Животный мир Удмуртии в общем характерен для природной зоны лесов умеренного пояса, в том числе это подзона южной тайги и подзона смешанных лесов. Граница между двумя этими подзонами в Удмуртии располагается несколько южнее Вавожа и Ижевска. Граница не является чёткой, лесные экосистемы обеих подзон, как и составляющие их растительные и животные виды, могут быть встречены по обе её стороны.

Использование животных (для охоты, в научных, коммерческих или иных специальных целях) регламентируется российским законодательством. Сбор коллекций животных для граждан запрещён. Этот запрет следует хорошо знать и помнить всем, кого восхищает красота, например, бабочек, цветов, птиц. Пусть у бабочек будущего будет возможность летнею порой порхать среди растительности лугов и лесов, а у нас и наших потомков пусть навсегда сохранится возможность любоваться их красотой в природе.

7.2. Такие разные животные Удмуртии – от прекрасных до опасных

Наиболее заметны в любое время года птицы. В зимнем лесу это — большой пёстрый дятел, желна (чёрный дятел), синицы, поползень, снегирь. Реже встречаются сойка, рябчик. В городе в это время года могут встречаться дрозды-рябинники, если зима не очень морозная и на городских рябинах много ягод. В зимний период нередки птицы, ведущие кочевой образ жизни: чечётка, свиристель, в редкие годы встречается шур. Воробьи (два вида), большая синица, ворон, галка, серая ворона, сизый голубь держатся в городе круглый год. Весной птичье население умножается многократно – в лесу, на реке, на полях и в городе.

Среди поющих птиц много замечательных, но особенно достойны упоминания соловей восточный и дрозд певчий, вполне обычные в нашей республике. Незабываема соловьиная песня весенней ночью в богатых цветущей черёмухой долинных лесах; в таких местах можно одновременно слышать сразу нескольких поющих соловьёв. Соловьёв можно услышать и в Ижевске, но их там немного, а городские шумы создают очень невыгодный фон. Певчий дрозд тоже поёт прекрасно, гнездится он в разнообразных лесах, хотя замечена его связь с темнохвойными деревьями. Вечерами обычная картина – сидящий на макушке высокой ели певчий дрозд, один из главных творцов местного «звукового ландшафта». Замечено, что около поющего певчего дрозда (что означает наличие здесь и самки, и гнезда, которые не так заметны) охотно селятся певчие птицы других видов.

Водоёмы республики имеют довольно разнообразную ихтиофауну. Наибольшее значение для любительского и промыслового лова имеют плотва, лещ, щука, густера, речной окунь. Во многих прудах обычен карп, в реках – подуст, язь, жерех, чехонь. На быстром течении заметны мелкие рыбки – укля и верховка, в тихих заводях и в озёрах массовыми являются ёрш, голянь, два вида карасей. Эти виды рыб не имеют значения как промысловые или как завидный объект спортивной ловли. Однако они являются частью местного биоразнообразия, являются членами разветвлённых пищевых цепей в водных биоценозах, их с удовольствием ловят на удочку дети, да и как объекты содержания в аквариуме и разнообразных наблюдений они достаточно интересны.

Ведут малозаметный образ жизни, но своей жизнедеятельностью очень значимы для природы и полезны для человека обитатели почвы: дождевые черви, энхитреиды, почвенные клещи, личинки двукрылых. Эти животные занимаются переработкой остатков растительности, а многоножки питаются дождевыми червями. Дождевые черви даже в городе вдруг становятся очень заметными, когда в результате продолжительного дождя почва обильно насыщается водой, что, как предполагается, затрудняет дыхание и вынуждает червей массами выбираться из почвы.

Среди обитателей Удмуртии немало таких, которые докучливы, неприятны или даже опасны для человека. Таковы, например, мухи разных видов, кровососущие двукрылые насекомые, таёжный клещ, некоторые виды мышевидных грызунов, бродячие собаки, разнообразные паразитические черви (гельминты). Их наличие в природе (включая и городскую среду) требует от человека определённой готовности, следует иметь знания об этих животных и исходящей от них угрозе нашему здоровью, при необходимости сделать прививки, соблюдать правила безопасности, проявлять элементарную осторожность и здравый смысл.

Многие животные, как и прежде, наносят немалый вред человеку, в том числе – сельскому и лесному хозяйству, изделиям и постройкам из дерева. Это – клещи, насекомые (личинки, иногда и взрослые особи многих двукрылых, жесткокрылых, бабочек, пилильщиков и многих других) и нематоды. По-прежнему значительная часть урожая зерновых и ягодных культур, овощей и картофеля портится и расхищается насекомыми, мышевидными грызунами и птицами. Яркий пример весьма вредного вида инородного происхождения – колорадский жук, который за последние полвека стал обычным в составе сельскохозяйственных экосистем Волго-Вятского района. Колорадский жук теперь – наш нежеланный сотрапезник в потреблении картофеля, и полное избавление от него (как бы хотелось нам!) пока невозможно.

Определённую опасность для человека могут представлять бурый медведь, волк, бродячие собаки. Не стоит приближаться к самцу лося в период гона (первая половина осени), к семейству кабанов, когда кабанята ещё маленькие и мать смело встаёт на защиту потомства.

Значительно более реальную угрозу для здоровья и даже жизни человека могут представлять очаги опасных заболеваний, которые существуют в республике. В таких очагах важна роль разнообразных животных: мелких и средних размеров млекопитающих и птиц, на которых прокармливаются кровососущие паразитические членистоногие. В очагах клещевого энцефалита и

боррелиоза наиболее известна роль таёжного клеща и рыжей полёвки. В существовании очагов ГЛПС (геморрагическая лихорадка с почечным синдромом) и угрозы передачи возбудителей человеку особое значение имеют мышевидные грызуны, в частности, обитающие на садовых массивах и дачах. В отдельные годы возобновляются очаги бешенства, где активную роль играют лисицы, енотовидные собаки, одичавшие и бродячие собаки.

7.3. Охотничьи виды и их численность

Многие местные звери и птицы столетиями служили для населения Удмуртии традиционными объектами охоты. Со временем промысловое значение охотничьей фауны заметно снизилось, однако её роль в спортивной охоте и в наше время сохранилась. Надо учесть, что хорошо организованное охотничье хозяйство не занимается жестоким истреблением животных, как это нередко представляется неискушённым людям, но направлено именно на поддержание оптимальной численности охотничьих животных и использование эффективных методов управления их популяциями. Численность целого ряда охотничьих зверей и птиц для Удмуртии, с её сравнительно небольшой территорией, довольно высока (табл. 7.2). Численность животных не бывает совершенно неизменной, но довольно заметно изменяется в разные годы, что можно видеть из материалов таблицы.

Лось – самое крупное из наших млекопитающих, широко распространённое в Удмуртии. За годы с 2003 по 2006 численность этого вида довольно заметно возросла и лишь несколько снизилась в 2007 г. За эти годы в среднем добывалось около 700 лосей в год. Лосиное мясо обладает прекрасными диетическими свойствами, а сама охота на лосей увлекательна, связана с хорошими физическими нагрузками и очень эмоциональна. Для натуралиста интерес представляют и сами лоси, и разнообразные следы их деятельности, которые могут быть встречены в самых разнообразных биотопах, включая лесные опушки и даже поля, засаженные многолетними травами и зерновыми культурами.

Лось питается растительной пищей (а также грибами и лишайниками), в его рационе множество видов травянистых растений (в числе которых есть водные и околководные), кустарников и деревьев. Кору и молодые побеги деревьев лоси особенно активно поедают в зимнее время. В основном зимой лоси кормятся ивой и осинкой, что обычно не вызывает возражений лесоводов. Однако в некоторых случаях лоси могут во множестве повреждать сосны в молодых насаждениях, при этом они обычно не только сккусывают молодые побеги, но и ломают вершинки сосёнок. Такая пищевая активность лосей может быть ощутимо вредной, вызывает обоснованные возражения лесоводов и требует принятия мер по ограничению вреда.

Численность *кабана* в Удмуртии за годы с 2003 по 2007 существенно возросла, как и в соседних регионах. Кабанов ежегодно добывают 300-600 голов, это важный объект любительской и спортивной охоты. Кабан – прекрасный пример всеядного зверя, который неплохо уживается в ландшафтах, заметно изменённых деятельностью человека (рис. 7.1). Этот вид способен быстро наращивать численность, поэтому регулирующая охота по изъятию избыточной части поголовья кабанов в отдельные годы должна быть особенно оперативной.

Таблица 7.2

**Ресурсы охотничьей фауны Удмуртии
(по данным Управления охраны фауны Удмуртской Республики)**

Виды	Численность, экз.		Виды	Численность, экз.	
	2003	2007		2003	2007
Лось	8590	10768	Рысь	190	153
Кабан	1840	3580	Барсук	-	1800
Бурый медведь	820	882	Заяц-беляк	36200	29607
Волк	70	43	Заяц-русак	1500	1508
Лисица	3900	4119	Бобр	12500	17500
Горностай	600	496	Белка	15400	19096
Куница	2400	1874	Глухарь	8100	5093
Выдра	400	600	Тетерев	43500	51171
Хорь	600	434	Рябчик	28200	29953

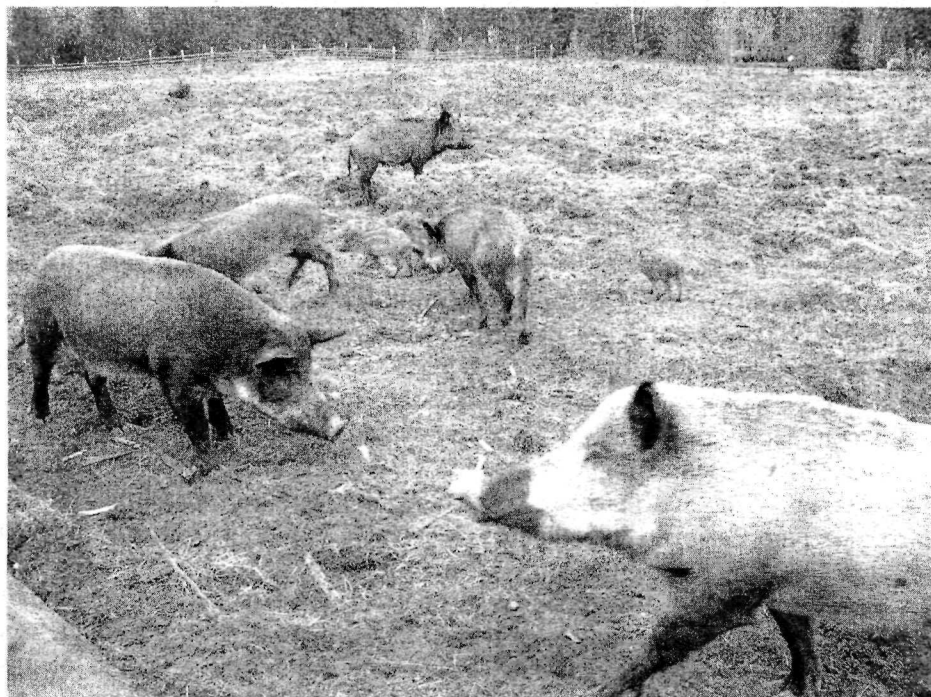


Рис. 7.1. Семейство кабанов в питомнике у д. Кырчим Селтинского района

Важно помнить, что охотничьи животные выполняют в природе многообразные функции (в потоках вещества и энергии, регуляции численности и биомассы многих видов растений и других животных), многогранно их значение и для человека. *Рысь*, например, — единственный представитель семейства Кошачьих, широко распространённый в бореальных лесах Северного полушария планеты. мех её красив, и это завидная добыча для охотника. Но рысь, кроме того, важный потребитель животных ресурсов, для некоторых видов — естественный регулятор численности и ограничитель их распространения. В Удмуртии основным пищевым объектом этого хищника является заяц-беляк. Но на зайцев претендует и охотник — человек, для которого рысь в данном случае является конкурентом. Известно, что редкие заходы сибирских косуль (с территории соседних Татарстана и Башкортостана), которые могут восприниматься как попытки популяции к расширению, или работа охотоведов по заселению охотничьих угодий республики косулями этого вида встречаются с определёнными трудностями. В наших лесах высота снежного покрова во второй половине зимы может составить 70–80 см (а то и больше), ранней весной на поверхности снега нередок наст. Рысь переключается на охоту за косулями, а при таких снегах охотник она весьма успешный. Поэтому в наших условиях рысь (в некоторой степени и волк) ограничивает расселение косули, как естественное, так и искусственное. Зато рысь, в отличие от волка, при невысокой численности зайцев и других своих жертв не склонна переключаться на питание домашними животными. При бескормице рыси частично откочёвывают либо гибнут от истощения.

Вновь многочисленным в наших угодьях стал замечательный зверь-строитель — *речной бобр*. Даже на небольших ручьях бобры, устроив плотину, создают пруды. Бобры очень сильно изменяют режим речек и ручьёв, заметно повышают уровень грунтовых вод; в результате преобразуются участки леса, в них происходит смена доминирующих кустарников, деревьев, трав. Заметно изменяется водная фауна, больше становится уток и куликов.

Белка издавна была в глазах человека пушным зверьком, постепенно эта сторона её ценности становится всё менее значимой. Зато белка с её дневным образом жизни, непоседливостью, доверчивостью к человеку (конечно, если человек не агрессивен) является подлинным украшением пригородных лесов и больших парков, которые посещаются горожанами с детьми. Так, через общение с белками, закладываются основы высокой культуры поведения человека в природе, формируются составные части биосферной этики.

Мода на горностаевые мантии давно прошла, хотя такая мантия чудо как красива. *Горноста́й* в нашей республике уже не добывается. Значительно интереснее другие свойства и биологические особенности этого замечательного зверька. Горноста́й — непревзойдённый охотник на мелких

млекопитающих. Впрочем, мелкие птицы, их кладки и птенцы — тоже объект, достойный внимания этого хищника. В нашей фауне нет другого хищного зверя, который сравнился бы с горностаем по молниеносной реакции, проявляемой им при поиске и нападении на жертву.

7.4. Замечательные виды

По привлекательности и красоте в числе первых — дневные бабочки. Наиболее эффектны парусники: *обыкновенный аполлон*, *подалирий*, *махаон*, *мнемозина* (или *чёрный аполлон*). Из этих видов только обыкновенный махаон не внесён в Красную книгу животных Удмуртии. Впрочем, очень красивы *адмирал*, *переливница*, *дневной павлиний глаз*, *траурница*. Из ночных бабочек красотой и яркостью выделяются несколько видов медведиц. Иногда на малоезженной лесной дороге встречаются скопления бабочек, которых привлекают лужицы воды или разлагающиеся останки мелких животных (полёвок, лягушек). Десятки бабочек одного какого-то вида (например, переливница, ленточники, белянки) сидят на привлекающем их «объекте», а с приближением человека взлетают и образуют красивейший хоровод. Такие неаппетитные (с точки зрения человека) объекты, и такие чудесные скопления бабочек. Природа полна контрастов!

В некоторых речках с холодной, богатой кислородом водой и быстрым течением встречается *хариус*. Ловить хариусов не следует (вид внесён в Красную книгу Удмуртии), но полюбоваться струящейся речкой с хариусами, сознавая, что речка эта достаточно чистая, приятно. Видимо, хариус — пример (не единственный, но показательный) вида, распространение которого в нашей республике нуждается в уточнении. По некоторым сведениям (их, разумеется, следует проверить), он встречается на самом севере Удмуртии в притоках Вятки и Камы.

Нечасто попадает на глаза даже специалисту-орнитологу замечательный охотник *сокол-сапсан*, птица теперь очень редкая. В Удмуртии он держится, например, по окраинам лесов, где с деревьев на опушке открывается вид на долину реки или поля. Нередкая добыча сокола здесь — утки. Удивительно, но сокол может появиться и в большом городе, где ловит сизых голубей и держится высоко, на уровне крыш высоких зданий. Жители города обычно даже не подозревают о таком соседстве, и только любители разводить декоративных голубей замечают убыль своих питомцев и не очень жалуют сокола или ястреба-тетеревятника, который нередко посещает ближайшие окрестности города и тоже не прочь поживиться голубями.

Филин даёт о себе знать во второй половине зимы, когда кричит по ночам часто и громко, пугая непривычного человека «диким», очень выразительным и для любителя природы прекрасным уханьем. Прежней пищи (тетеревов, куропаток, зайцев) филину явно не хватает, зато он приспособился ловить в ночное время ворон и даже вóронов. Филин (да и другие крупные совы) в последние десятилетия в лесах Европейской России становятся редкими.

Серая цапля выглядит очень эффектно в полёте, на водоёме, когда она подстерегает подходящий для охоты объект или вышагивает по мелководью. Колония цапель освоила небольшой участок крупного леса в парке им. Кирова в г. Ижевске, здесь они выводят птенцов. Кормятся цапли рыбой, головастиками земноводных, другими мелкими животными, которых добывают на мелководье местных водоёмов или по их берегам. Посещают они и свалки.

Украшением города в самое тёплое время года является *чёрный стриж* — вид, который может селиться и в природе, в высокоствольных лесах, теперь очень редких. Прилетают к нам стрижи сравнительно поздно, а улетают обычно раньше других перелётных птиц. Для того чтобы питаться самим и выкормить птенцов, стригам нужно много корма — массовых видов мелких насекомых, в основном двукрылых, которых они ловят на лету. При этом птицы летят с огромной скоростью (до 100-180 км/ч), издавая пронзительные крики и совершая изумительно красивые фигуры высшего пилотажа. Понижение температуры воздуха или сильный ветер, неблагоприятные для полёта мелких насекомых, лишают стрижей пищи, вынуждая их откочёвывать в регионы с более благоприятными условиями.

Замечательный зверь — *речная выдра*, всё ещё довольно обычная в реках республики. Само наличие выдры есть показатель хорошего состояния водоёма, где достаточно рыбы, двустворчатых моллюсков или даже раков, которыми питается этот зверь. Если человек не пугает выдру своими недружественными действиями, использованием агрессивных собак, громкими звуками, то можно наблюдать этого зверя в его родной стихии, где он ловок и красив.

В последние десятилетия из двадцати пяти административных районов Удмуртии только в шести нет постоянно обитающих *бурых медведей*: это Алнашский, Камбарский, Каракулинский,

Киясовский, Малопургинский и Сарапульский районы. Названные районы отличаются минимальной лесистостью и высокой плотностью населения (людей). Впрочем, время от времени охотоведами регистрируются заходы и временное пребывание медведей и в этих районах. На примере бурого медведя Удмуртии (и соседних территорий Вятско-Камского края) можно проследить динамику популяции и ареала за последние сто лет, ведущую роль в этой динамике играли и продолжают играть факторы антропогенной природы. В первой половине XX в. численность и площади обитания постепенно сокращались. В числе главных причин – интенсивная охота, отношение к бурому медведю как вредному зверю, сокращение и омоложение лесов.

Со временем менялось отношение к живой природе, заработало природоохранное законодательство, регламентация охоты стала более эффективной. Начиная с 1970-х гг. численность популяций этого вида начинает расти, происходит частичное восстановление бывшего ареала. В том числе южная граница распространения бурого медведя в этой части ареала (смешанные и южнотаёжные леса Волжско-Камского края) несколько продвинулась к югу. По-видимому, бурый медведь занял в Удмуртии все пригодные для него ландшафты, осваивает доступные ресурсы и дальнейший рост численности нецелесообразен. Каждый год в Республике добывается в среднем около 60 зверей, что в сочетании с естественной смертностью (оценить которую пока невозможно) обеспечивает достаточно стабильную численность популяции. А жители Удмуртии, в зависимости от их темперамента, интересов и пристрастий, могут поохотиться (волнующий процесс!) на этого зверя, повстречать следы жизнедеятельности медведя, измерить отпечатки лап на глинистом грунте или в страхе убежать из малинника, где рычал медведь, чтобы было потом о чём рассказать своим детям и внукам. Охоту на медведя следует сохранить в разумных пределах хотя бы по той важной причине, что зверь должен бояться человека и обходить его стороной. Иначе обходить стороной густые леса и бояться зверей (медведей и волков) придётся людям!

Регулируемая охота на медведей (и других опасных зверей) формирует и поддерживает у животных страх перед человеком, что благоприятно для безопасности как людей, так и самих медведей, которые в таких местах избегают приближаться к людям, селениям и пересекают дороги в тёмное время дня. Как показывает опыт России и многих других стран, появившихся «проблемных» зверей, представляющих опасность для людей или домашних животных, приходится отстреливать. Полезней не создавать условий для появления проблемных зверей.

7.5. Редкие и исчезающие виды

В Красную книгу животных Удмуртии внесены 112 видов, в числе которых: 3 вида пауков, 37 – насекомых, 1 – круглоротых, 11 – рыб, 4 – земноводных, 1 – пресмыкающихся, 43 – птиц и 12 видов млекопитающих. Сравните данные о количестве охраняемых видов Башкирии (1984) и Среднего Урала (1996). В Красную книгу Башкирии внесены 132 вида животных, из которых 33 – насекомые, 12 – рыбы, 4 – земноводные, 5 – пресмыкающиеся, 50 – птицы, 25 – млекопитающие. В Красной книге Среднего Урала (в составе которого авторы книги объединяют Пермскую и Свердловскую области) названы 72 вида животных, из них 1 вид пауков, 34 вида насекомых, 1 – рыб, 7 – амфибий, 3 – рептилий, 19 – птиц, 7 – млекопитающих. Для корректного, строго научного сравнения оснований не вполне достаточно, ибо авторы разных региональных Красных книг не всегда следуют общепринятым критериям выбора «краснокнижных» видов и определения их статуса. Однако приблизительные оценки возможны.

Более плотно заселенные и сильнее измененные воздействием населения экосистемы Удмуртии и Башкирии испытывают более значительный антропогенный пресс, с чем связано большее число краснокнижных видов: 115 и 132 вида против 72 видов Среднего Урала. Можно также отметить, что небогатая фауна амфибий и рептилий всех обсуждаемых регионов примерно одинаково сильно страдает от воздействия человека. Например, из 11 видов амфибий, обитающих в Удмуртии, в Красную книгу нашей республики включены 4, в Башкирии – 4, на Среднем Урале – 7.

Причины редкости вида могут быть самыми разными, в том числе естественными и антропогенными. Весьма вероятно совмещение многих факторов, среди которых естественные сочетаются с антропогенными. В Удмуртии известна, например, всего одна находка довольно крупного, окрашенного в чёрный цвет паука *чёрный эрезус*. За пределами республики он обитает в лесостепной и степной зонах России. Поскольку названные зоны не свойственны Удмуртии, единственная встреча чёрного эрезуса может найти объяснение в её случайности, а отсутствие этого паука в местной фауне – вполне естественный и закономерный факт. Однако современная

биогеография знает немало примеров продвижения видов (растений и животных), которые принято считать обитателями степей, лесостепей, подзоны смешанных лесов - в зоны и подзоны, располагающиеся севернее. Эти факты даже рассматривают нередко в системе природной динамики, закономерно следующей из прогрессирующего глобального потепления. Вообще повышенное внимание к редким и исчезающим видам животных нередко помогает не только существенно наращивать наши знания, полезные для их охраны, но также умножает знания по биологии этих видов и по многим другим вопросам из области биогеографии, динамики популяций, ряда разделов экологии и теории биологической эволюции.

Можно думать, например, что исчезающие виды есть отражение закономерной динамики животного мира (а также биоты планеты в целом). В истории биосферы, флор и фаун всегда шёл и продолжается в наше время процесс их обновления. Хотя этот процесс то ускорялся, то замедлялся, вымирание видов всегда в целом уравнивалось образованием новых видов. Однако современное человечество вряд ли согласится на роль только наблюдателя этого процесса, который (наблюдатель) не будет пытаться вмешиваться в его ход и результат. Дело в том, что редкие и вымирающие виды очень часто обладают весьма ценными с точки зрения человека свойствами. И, напротив, занимающие так много места в природе, изменённой человеком, виды (например, синантропные формы воробьиных птиц, мышевидные грызуны, мухи) часто не обладают столь же ценными свойствами либо, напротив, оказываются во многих ситуациях довольно вредными для человека. Лебеди, журавли, дрофы, стрепеты почему-то плохо уживаются с человеком, зато вороны, грачи, скворцы, воробьи процветают рядом с ним. Напомню также пример переоценки полезности и вредности видов. За полным истреблением волков следовало появление одичавших собак, которые со временем становились успешными хищниками, включались в очаги бешенства, и с которыми было труднее бороться, чем с волками. При возвращении в местные экосистемы лучшими истребителями одичавших собак всегда становились волки, а роль регуляторов численности копытных зверей они исполняли лучше собак. Разумеется, контроль за волками со стороны человека тоже нужен.

Весьма редко встречается в Кизнерском и Алнашском районах *жук-олень*, самцы которого обладают эффектными «рогами», представляющими видоизменение жвал. Питание и распространение этих насекомых тесно связано с распространением дубрав и наличием в них старых, ослабленных деревьев. Интересно, что кое-где в южных районах Удмуртии и сопредельных территорий наблюдается тенденция (не очень энергичная) к возобновлению дубняков. Возможно, будущее благополучие популяций жука-оленя будет обеспечиваться благодаря этой тенденции. Разумеется, если процесс не будет нарушен человеком. Например, энергичный выпас домашних животных может плохо сказаться на молодых дубках.

На сегодня полностью утрачена для промысла прекрасная рыба из семейства Сиговых – *белорыбца*. Мы можем прочесть в литературе прежних веков о прекрасных гастрономических свойствах белорыбцы, которая была украшением стола в богатых российских домах. Видимо, роковое воздействие на эту рыбу (и на многие другие виды рыб тоже) оказало зарегулирование стока Камы и Волги каскадами плотин и разрыв миграционных путей, что усугубилось загрязнением воды.

Вряд ли кто-то из жителей Удмуртии, кроме немногих специалистов, знаком с *сибирским углозубом* (отряд Хвостатые амфибии), который внешне сходен с тритоном. Большая часть ареала этого вида – таёжные леса, протянувшиеся от Архангельской области до Северо-Восточной Сибири и Камчатки. Обширные территории, населённые углозубом, имеют вечномёрзлые грунты. Животное без вреда переносит длительное (годами!) заморозание. Размножается углозуб в воде небольших водоёмов (болота, озёра, достаточных размеров лужи). Остальное время (в том числе зимнюю спячку) животные проводят в лесной подстилке, летом активны ночью и в сумерки, питаются мелкими беспозвоночными. Вероятно, территория Удмуртии – юго-западный предел распространения сибирского углозуба.

Два вида лебедей (*кликун* и *шипун*) в нашей республике встречаются лишь на пролёте, либо молодые особи проводят здесь летние месяцы. Видимо, снятие фактора беспокойства, повышение культуры общения людей с природой при обилии прудов (и наличии водохранилищ) в Удмуртии могли бы позволить лебедям стать достаточно обычными птицами. Более реальным можно считать решение первой задачи: создание условий для обитания в тёплый период года молодых расселяющихся птиц, которые появились на свет в соседних регионах. Сложнее решить задачу с размножением лебедей на водоёмах Удмуртии. Возможно, успешное решение первой из названных задач в сочетании с совершенствованием мер охраны живой природы и значительным увеличением денежных вложений позволит со временем уверенно взяться и за решение второй задачи.

Показательна история в последние несколько десятков лет популяций *серой неясыти* (отряд СOVOобразные), которая ещё в 1970-е гг. была вполне обычным видом, населяющим смешанные и южнотаёжные леса европейской части России и Западной Сибири. Однако позднее произошло значительное сокращение численности этого вида, общая тенденция проявила себя и в Удмуртии. Теперь в лесах нашей республики серая неясыть стала весьма редкой птицей. Наиболее вероятные причины столь разительного сокращения численности этого вида сов – вырубка спелых и перестойных лесов с дуплистыми деревьями, варварское уничтожение (иногда – огнём) крупных дуплистых деревьев в долинах рек; предполагается также влияние браконьерской охоты, что на деле выявить и предотвратить очень трудно.

Росомаха – очень своеобразный хищник из семейства Кунных, который ещё в начале прошлого столетия постоянно обитал в северной части Удмуртии. Теперь же в леса нашей республики заходят лишь отдельные особи этого вида из Кировской области и Пермского края. Росомаха – пример всеядного животного, которое питается, в основном, копытными зверями; другие звери и птицы (а также некоторые растительные объекты, рыба и продукты из запасов человека) могут иметь значение лишь как второстепенные корма. При необходимости росомаха – вполне состоятельный хищник и может добыть кабаргу, северного оленя, молодых или ослабленных маралов и лосей. Однако при существующей возможности наиболее важный источник питания для росомахи – остатки жертв, которых добыли волки, медведи или охотники (люди). И эти жертвы, в основном, тоже копытные. Очевидно, что нужного обилия и разнообразия копытных и их остатков в республике нет. Вероятно, в этом главная (но не единственная) причина, из-за которой устойчивой популяции росомахи не формируется. При существующих (на сегодня) возможностях управления популяциями животных шансов для того, чтобы вернуть этот вид в фауну Удмуртии, нет.

Помимо 112 видов, которые были отнесены к 6 категориям статуса редкости населения, в Красной книге Удмуртской Республики приводится «Тревожный список» из 72 видов, которые имеют либо невысокую численность, либо узколокальное (а потому уязвимое) распространение. Этот список призван привлечь внимание учёных и активистов охраны животного мира к сбору информации о состоянии популяций этих видов.

В список включена *пчела медоносная* – хорошо всем известное одомашненное животное, дающее прекрасный мёд и, казалось бы, всесторонне изученное. Однако наличие в природе естественных популяций одомашненного вида интересно для науки и практики по многим причинам. Генетические нюансы различий разных пород и линий легче понять и объяснить при возможности сравнения с дикими популяциями. Местные дикие популяции, как можно ожидать, могут иметь черты генетически обусловленного своеобразия биологии и экологии, которые будут найдены и востребованы в последующей селекции. Напомню о фантастических возможностях генетической инженерии, которая, тем не менее, нуждается в генетических донорах и генетических банках.

Оляпка – птица, свойственная рекам с быстрым течением или даже типично горным. Диковинно выглядит эта птица (размером с дрозда), которая смело врывается в быстрый поток, бежит по дну, находит что-то съедобное (это личинки насекомых) и, стремительно вылетев из воды, устраивается на подходящем камне. Её резкие выкрики различимы даже в шуме реки. В Удмуртии оляпка попадает очень редко, но на незамерзающих участках речек может быть встречена даже зимой.

Два вида *бурозубок* – *крошечная* и *равнозубая*, каждый по своему замечателен. Известны они у нас по отлову единичных особей, что предположительно можно объяснить тем, что где-то здесь, на территории Удмуртии, располагается часть южной границы ареалов этих видов. Крошечная бурозубка – самый мелкий представитель бурозубок (и одно из самых мелких млекопитающих), вес её в период полового созревания около 2 грамм. Ареал этого зверька огромен и повсюду крошечная бурозубка наименее многочисленна среди других бурозубок. Редкое исключение – некоторые районы близ оз. Байкал. Равнозубая бурозубка сравнительно крупна, в период созревания весит 10 г и более. Отличительные особенности этого зверька – сравнительно тёмная окраска (в том числе нижней стороны тела) и явственный довольно приятный запах, который некоторые склонны отождествлять с запахом фиалки.

7.6. Современная динамика животного мира

Животный мир меняется в тесной взаимозависимости с динамикой растительности и местных экосистем в целом. В современных условиях ведущее значение имеет воздействие на природу и на

животный мир Удмуртии человека. В числе важнейших изменений – фрагментация значительных прежде лесных массивов на не столь крупные лесные участки и множество островных лесов небольшой площади, омоложение лесов вследствие лесохозяйственных работ. Под влиянием этих факторов снизилась численность глухаря и тетерева, крупных сов, зато расширилось распространение птиц, обитающих на лесных опушках, полевых массивах, окраинах населенных пунктов: это конёк лесной, овсянка обыкновенная, трясогузка белая. Определённую роль в этом процессе играют интродукция, увеличение численности синантропных видов, незапланированный завоз иноземных видов, о чём будет сказано ниже.

Для популяций всех животных характерен некоторый естественный уровень смертности, которая в норме компенсируется за счёт репродуктивного потенциала популяций. Антропогенные факторы нередко значительно увеличивают смертность популяций – настолько, что она может превышать темпы размножения. Численность популяций может опасно снизиться, вследствие чего создаётся угроза для её выживания. Даже если популяция выживет, при низком уровне численности её роль в природе уже не будет столь же эффективной, как прежде. Например, очень уязвимыми оказались популяции шмелей, которых в Удмуртии выявлено около 40 видов (Адаховский, 2007). Во второй половине прошлого века весьма энергичная химизация сельского хозяйства заметно сократила численность шмелей. Но шмели – лучшие опылители клевера, именно высокая численность этих насекомых обеспечивала хороший урожай семян этой культуры. Очевидно, что одно из неприятных последствий недавней химизации – ухудшение семенной продуктивности клеверных полей. В последние 15-20 лет применение ядохимикатов и удобрений в сельском хозяйстве снизилось по экономическим причинам, и численность шмелей стала постепенно восстанавливаться. Однако новая угроза обнаружилась в связи с быстрым ростом интенсивности автомобильного движения: на дорогах Удмуртии гибнет множество самых разных животных (Туданов, 2007), среди погибших насекомых весной и летом заметную долю составляют шмели – эти подлинники труженики лугов, скорость полёта которых сравнительно невелика.

Частые и обычно тревожные высказывания в СМИ о катастрофически быстром снижении биологического разнообразия отдельных стран, регионов и биосферы в целом порождают пессимистические настроения зрителей и слушателей, озабоченность учёных и управленцев. Однако при более внимательном изучении проблемы оказывается, что в названных высказываниях иногда явно преувеличены негативные стороны. На примере Удмуртии мы видим, что состав фауны динамичен, некоторые популяции животных видов (росомаха, северный олень), действительно, исчезли с этой территории, и только заходы отдельных особей росомahi регистрируют охотоведы в последнее столетие. Свыше ста видов по причине редкости занесены в Красную книгу животных Удмуртии. Впрочем, список краснокнижных видов со временем тоже меняется: численность некоторых из них несколько возрастает и статус охраны приходится изменять. Другие, напротив, пополняют списки видов с тревожным (для учёных и практиков охраны живой природы) состоянием популяций. А вот видовое богатство фауны млекопитающих республики возросло, причём акклиматизация человеком сочетается с естественными процессами расселения видов (ниже названы, как примеры, кабан и рыжеватый суслик). Синантропные виды прогрессируют особенно заметно, да и многие другие животные заметно меняют свою биологию и проявляют свойства, которые прежде были обычны для видов, издавна известных как синантропные. Такова, например, большая синица, менее заметны, но тоже очевидны такие изменения (синантропизация) у ворона, который, похоже, начал даже гнездиться в Ижевске.

В Советском Союзе много внимания уделялось обогащению охотничьей фауны страны, эта работа активно проводилась и в Удмуртии. В тот период в нашей республике появились норка американская и ондатра (обитатели Северной Америки), енотовидная собака (завезённая из Приморья). Очень успешными оказались работы по реакклиматизации (восстановление популяций прежде истреблённого вида) речного бобра. В 1986-1989 гг. в Каракулинский район был завезён (из Ульяновской области) степной сурок, коренные места обитания которого – степные ландшафты Европейской России. Исследования, проведённые на рубеже веков, показали, что сурки неплохо прижились. Интересно, что в их норах и уборных найдены остатки ста видов жуков (Дедюхин, Капитонов, 2004), которые объединяются с сурками разнообразными биоценотическими связями, в основном, видимо, косвенными.

Часть видов расширяет свой ареал в результате непреднамеренной акклиматизации человеком в сочетании с естественным расселением. Таков *ротан-головёшка* (отряд Окунеобразные) – рыба, обитание которой прежде было ограничено бассейном Амура. Работы по завозу и разведению других видов рыб (толстолобик, белый амур), ценных для человека, имели своим попутным результатом

распространение ротана в реках Сибири и Волжско-Камского бассейна. В 1980-е гг. он расселился в Каме в пределах Удмуртии. Всем также известен колорадский жук (назван выше), ставший почти обязательным представителем фауны картофельных полей Удмуртии.

Некоторые виды расселяются, видимо, естественным образом, без видимой связи с вмешательством человека. За последние десятилетия в остепнённые ландшафты левобережья Камы (Каракулинский, Камбарский и Сарапульский районы) расселился *суслик рыжеватоый* (Капитонов и др., 1997). Кабана расселяли в Кировской области, однако, начиная с 1970-х гг., этот зверь уже самостоятельно стал продвигаться на восток и на север от мест выпусков. Теперь кабан – обычный для Удмуртии охотничий вид. За вторую половину XX столетия бурый медведь заметно расширил своё присутствие в южной части Республики. Вероятно, медведь раньше также обитал здесь, но был частично истреблён и оттеснён к северу человеком в прошлые века. Поведение бурых медведей тоже заметно изменилось: теперь эти звери нередко кормятся на овсяных (реже – ржаных) полях, довольно смело пересекают открытые места, могут появляться близ селений, особенно если там есть привлекательные для этих зверей объекты (остатки еды, трупы павших домашних животных и т.д.).

Кольчатая горлица (отряд Голубеобразные) на протяжении XX столетия расселилась от Балканского полуострова до южного Урала и Казахстана. Теперь она изредка встречается в южных районах нашей республики и регистрировалась даже в Якшур-Бодьинском и Селтинском районах.

Тенденция к расширению ареала, которую могут проявлять некоторые виды животных, может быть ограничена факторами живой или неорганической природы, а также негативным воздействием человека. Пример с косулей, отдельные заходы особой которой из Татарстана и Башкортостана отмечают охотоведы время от времени, уже был рассмотрен выше. Серая куропатка в Удмуртии – сравнительно редкая птица безлесных ландшафтов. Зимой основной корм её – семена травянистых растений, которые оказываются доступными для куропатки только по краям дорог (а там опасно!), на склонах, где ветер сметает снег. В многоснежные зимы куропатки либо откочёвывают в ландшафты с менее глубоким снегом, либо гибнут от истощения.

Российский опыт прошлых веков и даже последних десятилетий не однажды показывал: ослабление контроля за численностью популяций серого волка приводило к быстрому росту популяций, нарастанию их плотности. С одной стороны, расплодившиеся волки наносили всё возрастающий ущерб животноводству, охотничьему хозяйству, а в некоторых регионах, в числе которых был назван и Вятский край (Павлов, 1990), представляли угрозу жизни людей, среди которых хищники прекрасно различали беззащитных детей и женщин. С другой стороны, полное истребление волков способно привести к появлению и росту численности одичавших собак, которые со временем начинают столь же успешно, как и волки, вредить человеку. Поэтому в республике проводится сбалансированное ограничение численности волков, поддержание её на минимально возможном (чтобы волки вообще не исчезли!) уровне. Волки, в свою очередь, сдерживают рост численности одичавших собак и выполняют функции универсальных регуляторов в местных биоценозах.

8. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

8.1. Принципы физико-географического районирования

Районирование как универсальный метод упорядочения и классификации территориальных систем широко используется в географии. Существуют различные виды отраслевого природного районирования — климатическое, геоморфологическое, почвенное, геоботаническое и т. п. *Физико-географическое, или ландшафтное, районирование* — один из особенно важных видов природного районирования, поскольку учитывает весь комплекс природных условий и ресурсов территорий. Оно имеет большое практическое значение и находит применение в комплексном учете и оценке природных ресурсов, при разработке проектов территориального развития хозяйства, мелиоративных работ, природоохранных мероприятий и т.д.

Впервые подробная сводка работ, посвященных физико-географическому районированию Удмуртии, приводится В.М. Лебедевым (1972). Им отмечается, что первые упоминания о районировании территории Удмуртии встречаются в работах И.Г. Фортунатова (1896) и Г.И. Танфильева (1897). Позднее без какого-либо обоснования районирование было дано в «Отчете статистического бюро Вятской губернии» (1924). В 1925 г. схема физико-географического районирования была дана А.Л. Великолеповым, а годом позже в «Кратком очерке природы Вотской автономной области». Попытка физико-географического районирования была предпринята в 1963 г. А.Н. Тупотиловой, которая на территории Удмуртии выделила всего 3 физико-географических района, имеющих слишком обобщенный характер (Лебедев, 1972).

Вопросами физико-географического районирования Удмуртии впоследствии занимался В.Н. Литвинов (1967, 1968). На первом этапе им было проведено типологическое районирование и выделено в пределах территории республики 10 типов местностей с указанием наиболее распространенных урочищ.

В.М. Лебедев (1972) внес существенные изменения в схему физико-географического районирования В.Н. Литвинова. В пределах территории Удмуртии им выделено 2 провинции (южной тайги и смешанных лесов) и 6 физико-географических районов, границы которых не совпадают с границами районов, выделенных его предшественником.

В последней схеме физико-географического районирования, представленной В.И. Стурманом (1997), зональная граница отодвинута далеко на север и проводится в направлении от пос. Кильмезь до с. Дебесы. Основой проведения зональной границы послужили орографические рубежи (долины рек Кильмези и Чепцы) и схемы геоботанического и ландшафтно-экологического районирования России.

Выделение ландшафтных районов осуществлялось нами методами комплексного анализа и сопоставления тематических карт отдельных компонентов природы, наложения схем отраслевого природного районирования с позиции генетического подхода и на основе важнейших принципов физико-географического районирования, рекомендуемых ведущими ландшафтоведами (Сочава, 1978; Гвоздецкий, 1979; Николаев, 1979; Мильков, 1986; Исаченко, 1991 и др.). При районировании были использованы литературные, фондовые и картографические материалы, а также результаты личных полевых экспедиционных исследований в период 1974 - 2008 гг. (Рысин, 1996, 1998, 2008).

На первом этапе районирования были выделены ландшафтные зоны, на втором - виды ландшафтов и проведена их классификация согласно А.Г. Исаченко (1991). Высшие таксономические единицы классификации — типы и подтипы ландшафтов в соответствии с гипсометрическим критерием подразделяются на классы (равнинные и горные). На изучаемой территории встречается только класс равнинных ландшафтов, которые подразделяются на подклассы в зависимости от их вертикальной дифференциации. Вертикальная дифференциация равнинных ландшафтов обусловлена отчетливо выраженной ярусностью рельефа Удмуртии (Дедков и др., 1974). В республике выделяются следующие подклассы ландшафтов: а) высоковозвышенные (с преобладанием верхнего денудационного плато с абс. отметками 270 – 330 м); б) умеренновозвышенные (с преобладанием среднего плато с абс. отметками 180 – 220 м, встречаются и останцы верхнего плато); в) слабовозвышенные (с останцами среднего плато с преобладающими абс. высотами водоразделов 180–200 м); г) низменные (с преобладанием водораздельных поверхностей самого низкого уровня с абс. отметками 140 – 160 м).

На нижних ступенях классификации ландшафтов в качестве определяющего критерия начинает выступать литологический фактор — состав верхних горизонтов коренных и четвертичных пород, являющихся почвообразующими. На основании учета данного признака выделяются

наиболее мелкие единицы таксономического уровня – виды ландшафта. Каждому виду ландшафта присваивается собственное название, отражающее его географическое положение и территориальную индивидуальность. Для удобства характеристики отдельные виды ландшафтов и их сопряженные группы были объединены в 9 физико-географических районов (рис.8.1).

Поскольку в региональных схемах районирования не принято давать полные названия ландшафтов в соответствии с их глобальной классификацией, то мы намеренно сокращаем названия типов и классов ландшафтов.

Основной критерий зоны - соотношение тепла и влаги, выражаемое в показателях радиационного баланса, сумм температур, коэффициента увлажнения (или индекса сухости). Тайга имеет четкую смену четырех сезонов года с суммой активных температур (со среднесуточной температурой воздуха выше 10°C) в пределах $900^{\circ} - 2000^{\circ}\text{C}$ (Пармузин, 1985). Для оценки тепловых ресурсов, величины испарения с земной поверхности важен учет радиационного баланса. В тайге он отрицателен зимой, но положителен в теплый период и в среднем за год составляет от 20 до 35 ккал/см² (Будыко, 1971). Изолинии радиационного баланса идут в субширотном направлении и являются объективными показателями энергообеспеченности различных широт. Тип гидротермического режима находит отражение в типах плакорных растительных сообществ и почв. Поскольку естественный растительный покров претерпел существенные изменения с начала земледельческого освоения территории, то в качестве основного индикатора ландшафтных зон служат почвы, а также изолинии сумм активных температур, 2000°C и годового радиационного баланса, 35 ккал/см² (1465 МДж/м²). Это обусловлено тем, что зональные и секторные различия находят свое первичное выражение в климате, а азональные – в твердом фундаменте ландшафта, поэтому указанные компоненты непосредственно «ответственны» за ландшафтные рубежи, орографический же фактор на равнинах играет в основном косвенную роль (Исаченко, 1991).

Территория Удмуртии расположена в пределах двух ландшафтных зон: таежной (бореальной) и подтаежной (бореально-суббореальной). Условная граница между ними проходит по воображаемой линии Вавож – Нылга – Ижевск – Воткинск, далее к Воткинскому водохранилищу и здесь смыкается с зональной границей на территории Пермского края (Назаров, 2006). Она соответствует границе южной тайги в схеме физико-географического районирования тайги СССР (Пармузин, 1985) и в схемах почвенно-географического районирования СССР (Афанасьева и др., 1979; Атлас СССР, 1984; Добровольский и др., 1980), почти совпадает с южными ареалами распространения южно-таежных лесов на картах растительности Удмуртии (Атлас Удмуртской АССР, 1974; Географический атлас УР, 2000; География Удмуртии, 2008; Энциклопедия УР, 2008). Зональная граница практически соответствует северной границе распространения дуба и лещины обыкновенной (орешника), которая проходит по линии п.Гуляево (Вавожский район) – с.Бабино (Завьяловский район) – г. Воткинск (Энциклопедия УР, 2008). Положение здесь зонального рубежа обусловлено еще одним важным фактором – литологическим, поскольку севернее указанной границы располагается широкая полоса песчаного массива, протягивающаяся от долины р. Вятки до долины р. Сивы (см. раздел.1.2). А песчаные массивы на равнинах, как известно, являются проводниками на юг до лесостепей ландшафтов таежного типа (Исаченко, 1991). Положение границы южной тайги вблизи широты г. Ижевска аргументированно обосновывается с геоботанических позиций и Н.Г. Ильминских (1998).

В зоне тайги отчетливо различаются три подтипа ландшафтов: северо-, средне- и южно-таежный, обусловленные различиями в теплообеспеченности. Центральная и северная части республики находятся в подзоне южной тайги и в схеме физико-географического районирования страны относятся к Вятско-Камской провинции (Пармузин, 1985).

Границы

- ландшафтных зон
- ландшафтных районов
- ландшафтных подрайонов

ИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ
ДШАФТНОЕ)
НИРОВАНИЕ

цы
ландшафтных зон
ландшафтных районов
ландшафтных подрайонов

Масштаб 1 : 1 300 000
в 1 сантиметре
13 километров

231

8.2. Характеристика природных зон

Таежная (бореальная) зона характеризуется тремя подтипами ландшафтов: северо-, средне- и южнотаежным в зависимости от теплообеспеченности. Центральная и северная части нашей республики находятся в **подзоне южной тайги**. Южнотаежные ландшафты характеризуются умеренно теплым, умеренно влажным климатом с продолжительной зимой и относительно коротким летом. Годовой радиационный баланс изменяется от 1325—1350 МДж/м² на северо-востоке республики до 1425—1465 МДж/м² на юго-западе подзоны. Продолжительность безморозного периода составляет 110—125 дней, вегетационного — 155—165 дней. Устойчивый снежный покров держится 165—175 дней. Сумма активных температур (со среднесуточной температурой воздуха выше 10°C) варьируется в пределах 1600—2000°C, среднегодовые температуры соответственно — от +1,4 до +2,4°C. Среднегодовая сумма осадков составляет 550—650 мм, а испаряемость — 450 – 520 мм. Гидротермический коэффициент (отношение суммы осадков за вегетационный период к сумме температур за этот же период, уменьшенной в 10 раз) равен 1,4—1,3 на севере подзоны и 1,3—1,2 — на юге (Агроклиматические ресурсы, 1974; Экология..., 1995; Энциклопедия климатических..., 2005).

С особенностями климата тесно связаны поверхностные и подземные воды. В подзоне развита густая речная сеть, характеризующаяся высокими показателями годового стока. Реки имеют преобладающее снеговое питание и отличаются неравномерным стоком. Грунтовые воды залегают неглубоко и слабо минерализованы.

В условиях промывного водного режима на водоразделах формируются подзолистые и дерново-подзолистые почвы. Под хвойными лесами при разложении опада образуются агрессивные фульвокислоты, способствующие выносу хлоридов, сульфатов и карбонатов из почвы. Поэтому подзолистые почвы бедны питательными элементами. По пониженным элементам рельефа широко представлены болотные почвы.

Господствующими являются темнохвойные леса из ели обыкновенной (европейской) и ели сибирской, сосны обыкновенной и пихты сибирской с травяно-кустарничковым ярусом (черника, брусника, кислица и др.) и моховым покровом. Подлесок представлен многими видами: бересклет бородавчатый, жимолость лесная, можжевельник, рябина, малина, крушина ломкая, смородина и другие. Широко распространены вторичные березово-осиновые леса с примесью липы, ольхи черной и серой, рябины, черемухи, вяза с богатым подлеском и хорошо развитым травяным покровом. Запасы биомассы южнотаежных ельников на водоразделах составляют около 300 т/га, а ежегодный прирост — 8—9 т/га (Базилевич и др., 1986). Продуктивность биомассы резко уменьшается в низинах (болота и заболоченные участки) несмотря на увеличение в водах и почвах элементов минерального питания.

Таежные ландшафты обеспечивают животным обилие кормов и разнообразие местообитаний. В таежной зоне нашей страны обитает 90 видов млекопитающих, около 250 видов птиц, более 100 видов рыб (Пармузин, 1985), очень много беспозвоночных (преимущественно сапрофагов, населяющих подстилку), появляются земноводные и пресмыкающиеся. В тайге Удмуртии некоторые виды относятся к редким и исчезающим, поэтому нуждаются в охране: из млекопитающих - европейская норка, колонок, росомаха; из птиц - черный аист, скопа, сапсан, филин; из рыб - стерлядь, ручьевая форель, таймень, хариус, обыкновенный горчак, обыкновенный подкаменщик, а также многие виды беспозвоночных (Редкие..., 1988; Красная книга УР, 2001).

В Удмуртии таежный тип ландшафта подразделяется на 1 подтип (южнотаежный), 1 класс (равнинный), 4 подкласса (сильновозвышенный, умеренновозвышенный, слабовозвышенный и низменный) и 17 видов ландшафтов, которые сгруппированы в 5 физико-географических районов (рис.8.1).

Подтаежные ландшафты, или ландшафты широколиственно-хвойных (смешанных) лесов, имеют преобладающее распространение в южной части республики. Подтаежные (бореально-суббореальные) ландшафты отличаются от таежных повышенной теплообеспеченностью с суммой активных температур до 2000 - 2200°C, увлажнение несколько снижается, но осадки превышают испаряемость (Исаченко, 1991). Годовой радиационный баланс изменяется от 1465 МДж/м² (35 ккал/см²) на северо-востоке зоны до 1525 МДж/м² на крайнем юго-западе. Продолжительность безморозного периода составляет 125—135 дней, вегетационного — 165—170 дней. Устойчивый снежный покров держится 150—160 дней. Сумма активных температур достигает 2000—2140°C,

среднегодовые температуры возрастают до $+2,5 - +2,8^{\circ}\text{C}$. В среднем за год выпадает 500—600 мм осадков, а испаряемость составляет 520—560 мм. Гидротермический коэффициент составляет 1,2—1,0.

Изменение климатических показателей отражается на режиме поверхностных и грунтовых вод: усиливается неравномерность и снижается величина годового стока рек, уменьшается густота речной сети; грунтовые воды становятся более минерализованными, значительно возрастает глубина их залегания.

Под широколиственно-хвойными лесами формируются дерново-подзолистые почвы, а по нижним частям и подножиям склонов — серые лесные. В составе гумусовых соединений, наряду с фульвокислотами, присутствуют гуминовые кислоты, которые частично связываются с питательными элементами и осаждаются в перегнойно-аккумулятивном горизонте.

В лесах происходит смешение темнохвойных пород, которые являются доминирующими, с широколиственными. Из хвойных по-прежнему преобладают ель, сосна, пихта, а из широколиственных, наряду с липой, заметное участие в древостое принимают дуб, клен, вяз, ильм. Хорошо развит кустарниковый ярус, представленный лещиной (орешник), крушиной, бересклетом и жимолостью. Широко распространены мелколиственные березово-осиновые леса, заселяющие обычно вырубki и гари, а также сосняки, произрастающие на песчаных почвах. В лесах хорошо развит травяной покров, моховой встречается редко. Запасы биомассы в ландшафтах широколиственно-хвойных лесов могут достигать 350 т/га, а годичный прирост — 10—12 т/га (Базилевич и др., 1986).

В животном мире, наряду с таежными видами, появляются представители широколиственных лесов (кабан, косуля, садовая и лесная соны, желтогорлая мышь и др.), лесостепей (заяц-русак, обыкновенная полевка, хомяк обыкновенный и др.) и даже степные виды — сурок, суслик рыжеватый, степной хорек. Богаче становится фауна беспозвоночных.

К редким и исчезающим видам относятся: из млекопитающих - европейская норка; из птиц - орлан-белохвост, беркут; из рыб - белуга, русский осетр, стерлядь, волжская сельдь, таймень, белорыбца, хариус, берш, а также многие виды беспозвоночных (Редкие..., 1988; Красная книга УР, 2001).

Подтаежный (бореально-суббореальный) тип ландшафта на подтипы обычно не подразделяется и в предгорьях Урала он выклинивается. В пределах Удмуртии данный тип ландшафта подразделяется на 1 класс (равнинный), 3 подкласса (умеренновозвышенный, слабовозвышенный и низменный) и 16 видов ландшафтов, которые сгруппированы в 4 физико-географических района (рис. 8.1).

8.3. Характеристика физико-географических районов

8.3.1. Ландшафты таежной (бореальной) зоны

1. *Зачепецкий южнотаежный высоковозвышенный район.* Район расположен на правобережье реки Чепцы и в верховьях рек Камы и Вятки, занимает наиболее приподнятую часть Верхнекамской возвышенности. В рельефе преобладающими являются высоты 200—300 м, здесь располагается высшая абсолютная отметка республики — 332 м (севернее с. Карсовой, Базезинского района). Широко распространены массивы верхнего денудационного плато с абсолютными отметками от 270 до 330 м. Возвышенность сильно расчленена речными долинами и балками, с останцовыми холмами и грядовыми увалами между ними. Общий уклон поверхности направлен к долине Чепцы, а осадочные слои горных пород имеют противоположное направление.

Из коренных пород с поверхности обнажаются отложения уржумского яруса средней перми, северодвинского и вятского ярусов верхней перми, а на крайнем северо-западе — нижнетриасовые, они представлены в основном глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов и известняков. На дневной поверхности выветрившиеся конгломераты часто образуют гравийно-дресвяные осыпи, ранее их ошибочно принимали за морену. Почвообразующими породами на водоразделах часто служат продукты выветривания и переотложения коренных пород (элювиально-делювиальные отложения четвертичного возраста).

В климатическом отношении это самый холодный район республики. Среднегодовая температура воздуха изменяется от $+1,0^{\circ}\text{C}$ (с. Кулига) до $+1,5^{\circ}\text{C}$ (с. Дебесы). Среднеянварская изотерма -15°C проходит от с. Дебесы на с. Карсовой и имеет субмеридиальное направление. Среднеиюльская изотерма $+17,5^{\circ}$ пересекает район в субширотном направлении севернее с. Кез и г. Глазов. Сумма активных температур здесь 1600—1750 $^{\circ}\text{C}$, продолжительность безморозного периода

110—115 дней. За год выпадает 600—650 мм осадков. Речная сеть представлена многочисленными правыми притоками р. Чепцы, верховьями рр. Вятки и Камы. Средние годовые модули стока рек составляют $7,0—9,9 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. Густота речной сети равна $0,76 \text{ км/км}^2$.

На водоразделах преобладают подзолистые и дерново-сильноподзолистые почвы, сформировавшиеся на продуктах выветривания коренных пород. Основной тип растительности — пихтово-еловые и еловые леса с примесью мелколиственных пород. Залесенность территории высокая — около 60%. Во флоре района представлено большое количество редких и исчезающих видов, нуждающихся в особой охране: касатик ложноаировидный, пузырник горный, кубышка малая, камнеломка болотная, сосюра альпийская, кортуза Маттиоли и др.

Район имеет удовлетворительные условия для выращивания льна-долгунца, ячменя, кормового клевера, целесообразно также возделывание овса и ранних сортов картофеля.

Ландшафтный район характеризуется относительно невысокой хозяйственной освоенностью территории. Лесистость составляет в среднем около 60%, доля пахотных земель не превышает 25-28%.

В пределах района выделяется 3 вида ландшафтов: **1а) Верхневятский южнотаежный умеренновозвышенный на верхнепермских и нижнетриасовых породах; 2б) Верхнекамский южнотаежный высоковозвышенный на верхнепермских породах; 3в) Лып-Пызепский южнотаежный умеренно-возвышенный на уржумских и северодвинских породах перми.**

2. Причепецкий южнотаежный слабовозвышенный район. Район расположен на левобережье среднего течения р. Чепцы в пределах Красногорской возвышенности. На юге ограничен песчаным покровом Кильмезской низменности, достигающим долины р. Чепцы. Территория района представляет собой слабоприподнятую возвышенность, часто с плоской поверхностью, напоминающую плато, с абсолютными отметками около 200—220 м. Максимальная абс. отметка достигает 288,1 м (к юго-востоку от с. Красногорское). По его окраинам значительно возрастает расчлененность рельефа речными долинами и балочной сетью. На водоразделах часто встречаются гравийно-галечниковые песчаные всхолмления, известные под названием «пуги». Относительные высоты их обычно не превышают 12—15 м.

Поверхность территории района образована отложениями северодвинского и вятского ярусов верхней перми, в северо-западной части сохранились фрагменты нижнетриасовых толщ. В составе коренных пород существенных отличий от предыдущего района не имеется. В нижних частях пологих склонов холодных румбов распространены маломощные покровы делювиально-солифлюкционных отложений плейстоцена.

В климатическом отношении район характеризуется следующими показателями. Среднегодовая температура воздуха изменяется в пределах $+1,5...+1,8^\circ\text{C}$. Анализируемая территория расположена между средне-январскими изотермами $-14,5$ и $-14,9^\circ\text{C}$, соответственно средне-июльскими $+17,6$ и $+17,9^\circ\text{C}$. Сумма активных температур составляет $1750—1800^\circ\text{C}$, продолжительность безморозного периода — 115—120 дней. За год в среднем выпадает 575—625 мм осадков.

Речная сеть представлена левыми притоками р. Чепцы ниже устья р. Лозы. Средние модули стока рек составляют $6,5—8,0 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ в год. Густота речной сети равна $0,71 \text{ км/км}^2$.

Наибольшее распространение на водоразделах получили дерново-сильно- и среднеподзолистые почвы, сформировавшиеся в основном на продуктах разрушения коренных пород. Основной тип растительности — пихтово-еловые и еловые леса с незначительной примесью мелколиственных пород. Во флоре района также представлены редкие и исчезающие виды, крайне нуждающиеся в охране: венерин башмачок крапчатый, белокопытник холодный и др.

Территория района благоприятна для выращивания льна-долгунца, кормового клевера, ячменя и овса, целесообразно также возделывание озимой ржи, гороха, кормовой люцерны и ранних сортов картофеля.

Ландшафты района сильно преобразованы в результате хозяйственной деятельности. Залесенность территории здесь составляет в среднем около 35%, доля пахотных земель достигает 50-55%.

В пределах района выделяется только один вид ландшафта – **Причепецкий южнотаежный слабовозвышенный на верхнепермских и нижнетриасовых породах (2).**

3. Чепецко-Лозинский южнотаежный средневозвышенный район. Расположен в бассейне р. Лозы и на левобережье верхней Чепцы в пределах Тыловайской возвышенности. Южная граница района проходит по четко выраженному в рельефе уступу Тыловайской возвышенности, на западе он граничит с Кильмезской низменностью, далее на севере, до долины Чепцы, граница проходит по

краю песчаного массива. По абсолютным отметкам район несколько уступает первому, максимальная высота достигает 321 м (южнее с. Зюзино, Шарканский район). Здесь также сохранились массивы верхнего денудационного плато, а там, где оно с поверхности слагается наиболее прочными породами — известняками, в рельефе наблюдаются куэстоподобные формы. Широко распространены древние эрозионные образования — балки, а на юго-востоке — овраги.

В пределах рассматриваемой территории с поверхности обнажаются отложения уржумского яруса средней перми. Среди них наиболее распространены красноцветные породы: глины, алевролиты и песчаники с прослойками мергелей, известняков и конгломератов. На пологих склонах холодных румбов встречаются маломощные покровы делювиально-солифлюкционных отложений средне- верхнечетвертичного возраста. В бассейне р. Сали и низовьях Лозы распространены песчаные отложения плейстоцена, представляющие собой северный «язык» Кильмезского песчаного массива.

Район отличается довольно холодным климатом. Среднегодовая температура воздуха составляет в среднем $+1,5... +2,0^{\circ}\text{C}$. Среднеянварские температуры изменяются в пределах от $-14,5$ (пгт Игра) до $-14,9^{\circ}\text{C}$ (с. Дебесы), соответственно среднеиюльские — от $+17,5$ до $+18,1^{\circ}\text{C}$. Сумма активных температур достигает $1800—1850^{\circ}\text{C}$, продолжительность безморозного периода — $115—120$ дней. Годовая сумма осадков составляет $550—600$ мм.

Речная сеть представлена многочисленными притоками Лозы и левыми притоками Чепцы в ее верхнем течении. Среднегодовые модули стока рек составляют $6,2—6,8$ л / с • км². Густота речной сети равна $0,69$ км/км².

Преобладающее развитие на водоразделах получили дерново-средне- и сильноподзолистые почвы, сформировавшиеся на продуктах выветривания коренных пород. По повышенным элементам рельефа, в местах выхода карбонатных толщ, широко распространены дерново-карбонатные почвы. Основной тип растительности — пихтово-еловые леса с примесью мелколиственных пород. В древостое вторичных лесов, наряду с березой и осиной, представлена и липа. На песчаных почвах произрастают сосновые леса. Уникальной является роща сибирской сосны (кедра) в с. Заякино Игринского района. Из редких и исчезающих видов растений особо нуждаются в охране береза карликовая, зеленчук желтый, осока средняя, жирянка, многорядник Брауна и др.

В пределах района подходящие условия для выращивания ячменя, овса, льна-долгунца и кормового клевера, целесообразно также возделывание озимой ржи, гороха, ранних сортов картофеля и люцерны на сено.

По степени преобразованности доагрикультурных ландшафтов район крайне неоднороден. Если верховья р. Лозы и ее левобережье в среднем и нижнем течении практически полностью залесены (около 90%), то Чепецко-Лозинское междуречье характеризуется сравнительно высокой освоенностью территории: лесистость около 40%, распаханность 45-50%.

В этом районе выделяется 4 вида ландшафтов: 3а) Салинский южнотаежный слабовозвышенный на эоловых отложениях плейстоцена; 3б) Итинский южнотаежный умеренновозвышенный на уржумских породах средней перми; 3в) Верхнелозинско-Итинский южнотаежный сильновозвышенный на уржумских и северодвинских породах перми; 3г) Чекан-Эрестемский южнотаежный умеренновозвышенный на эоловых отложениях плейстоцена.

4. Кильмезский южнотаежный низменный район. Территориально район соответствует Кильмезской низменности. На севере и востоке ограничивается Красногорской и Тыловайской возвышенностями. Юго-восточная граница проходит по левобережью р. Нылги, а на юге по правому склону долины р. Валы. В рельефе низменности преобладают абсолютные отметки $100—150$ м. Только на Кильмезь-Валинском и Ува-Нылгинском водоразделах имеются небольшие возвышенные участки.

Поверхность территории сложена песчаным покровом плейстоцена, имеющим эоловый генезис. С ним связаны реликтовые формы рельефа: параболические и продольные дюны, бугристые всхолмления. Пески не встречаются лишь на возвышенных участках в бассейне р. Арлеть и в бассейне низовьев р. Нылги. Коренные породы здесь представлены отложениями уржумского яруса, а в долине р. Валы вскрываются глины, алевролиты, известняки и известковистые песчаники казанского яруса средней перми. Ограниченно представлены элювиально-делювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения четвертичного возраста.

Климатические условия здесь более благоприятные, чем в предыдущих районах. Среднегодовая температура воздуха изменяется от $+1,8$ до $+2,2^{\circ}\text{C}$. Среднеянварские температуры составляют $-14,5^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке района и $-13,8^{\circ}\text{C}$ на юге (с. Вавож), соответственно

среднеиюльские $+17,7$ и $+18,7^{\circ}\text{C}$. Сумма активных температур достигает $1850\text{—}1950^{\circ}\text{C}$, продолжительность безморозного периода — $120\text{—}125$ дней. За год выпадает в среднем $550\text{—}575$ мм осадков.

Речная сеть представлена притоками рр. Кильмези и Валы в ее среднем и нижнем течении. Среднегодовые модули стока рек изменяются от $4,9\text{—}5,5$ л / с \cdot км² в бассейне Валы до $6,0\text{—}6,8$ л / с \cdot км² в бассейне Кильмези. Густота речной сети составляет $0,58$ км/км².

Характерными почвами на водоразделах здесь являются подзолистые и дерново-сильноподзолистые, сформировавшиеся на песках и супесях. Низинные и пойменные местоположения повсеместно заболочены, для них характерны различные виды торфяно-болотных почв.

На песчаных и супесчаных почвах получили широкое развитие сосновые леса, образующие крупные массивы различных типов: боры-зеленомошники, боры-беломошники, боры сфагновые, боры лишайниковые, боры-долгомошники и др. Встречаются также сосново-еловые и еловые леса с примесью березы и осины, а на юге — липы. По южной части района проходит северная граница распространения клена платановидного и бересклета бородавчатого. Из редких и исчезающих видов растений особенно нуждаются в охране тайник сердцевидный, голубика, морошка, клюква мелкоплодная, чина Литвинова, очеретник белый, осока ежисто-колючая и др.

Агроклиматические условия района благоприятны для выращивания ячменя, овса, озимой ржи, клевера и картофеля ранних сортов, целесообразно также возделывание люцерны, льна, яровой пшеницы, гороха и гречихи.

Рассматриваемый район отличается высокой залесенностью (до $60\text{--}65\%$), доля пахотных угодий не превышает 25% .

В пределах района выделяется 4 вида ландшафтов: 4а) **Уть-Лумпунский южнотаежный низменный на золовых отложениях плейстоцена;** 4б) **Арлеть-Нузыкский южнотаежный слабовозвышенный на уржумских отложениях средней перми;** 4в) **Вала-Увинский южнотаежный низменный на золовых отложениях плейстоцена;** 4г) **Вала-Нылгинский южнотаежный слабовозвышенный на четвертичных элювиально-делювиальных отложениях.**

5. Иж-Воткинский южнотаежный равнинный район. Расположен в бассейнах рек верхнего Ижа и нижней Сивы. С севера район ограничивается Тыловайской возвышенностью, с запада по левобережью р. Нылги отделяется от Кильмезской низменности, на юге ограничивается Можгинской и Сарапульской возвышенностями. Рельеф района преимущественно равнинный, местами увалисто-грядовой, преобладающие высоты — $150\text{—}200$ м. Отдельные возвышенные участки имеются лишь на Иж-Нылгинском и Иж-Воткинском водоразделах.

Коренные породы представлены уржумскими отложениями средней перми, которые на преобладающей части территории района перекрыты песчаными покровами плейстоцена. С песчаными массивами связаны золовые формы рельефа и типично таежные ландшафты на бедных питательными элементами подзолистых почвах. В районах распространения песков часто отмечается **осеверение** ландшафтов. На легких подзолистых почвах обычно произрастают сосновые боры, являясь естественным барьером для распространения широколиственных пород. Ярким примером **осеверенных** ландшафтов на юго-западе Приволжской возвышенности могут послужить лесные ландшафты Сурской Шишки на палеогеновых песках и ландшафты лесного Засурья на аллювиальных и золовых песках правобережной части нижней Суры и прилегающих частях Сурско-Свияжского междуречья. Проникновение таежных ландшафтов в пределы лесостепи отмечено также по песчаным террасам рр. Цны и Воронежа (Исаченко, 1991; Мильков, 1986).

Климатические условия характеризуются следующими показателями. Среднегодовая температура воздуха изменяется в пределах $+2,0\text{...}+2,4^{\circ}\text{C}$. Среднеянварские температуры составляют $-14,5^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке района и $-14,1^{\circ}\text{C}$ на юге (г. Ижевск), соответственно среднеиюльские $+18,5$ и $+18,8^{\circ}\text{C}$. Сумма активных температур достигает $1900\text{—}2000^{\circ}\text{C}$, продолжительность безморозного периода около 125 дней. Осадков за год выпадает в среднем $500\text{—}550$ мм.

Речная сеть представлена притоками верховьев Ижа и низовьев Сивы. Среднегодовые модули стока рек составляют $5,0\text{—}5,8$ л / с \cdot км². Густота речной сети равна $0,54$ км/км².

На водоразделах преобладают дерново-сильноподзолистые, реже подзолистые почвы, сформировавшиеся на песках и супесях. В растительном покрове доминируют пихтово-еловые леса, в которых к березе и осине примешиваются широколиственные породы: липа, клен платановидный, вяз гладкий. На песчаных почвах произрастают сосновые леса. Из редких и исчезающих видов растений

особенно нуждаются в охране: дивала многолетняя, смолевка диетровская, пололепестник зеленый, гвоздика Борбаша, белокопытник лучистый и др.

Район имеет благоприятные условия для выращивания озимой ржи, овса, ячменя, клевера и люцерны, целесообразно также возделывание яровой пшеницы, кукурузы без початков, гороха, раннего картофеля и гречихи.

Северо-западная часть ландшафтного района менее освоена, чем юго-восточная. В целом по району залесенность территории составляет в среднем около 55%, распаханность — 30-35%.

В пределах района выделяются 5 видов ландшафтов: 5а) Казесско-Киварский южнотаежный слабовозвышенный на уржумских породах средней перми и элювиально-делювиальных четвертичных отложениях; 5б) Иж-Воткинский южнотаежный низменный на эоловых отложениях плейстоцена; 5в) Люкский южнотаежный умеренновозвышенный на элювиально-делювиальных четвертичных отложениях; 5г) Ягул-Верхнепозимский южнотаежный слабовозвышенный на элювиально-делювиальных четвертичных отложениях; 5д) Засивинский южнотаежный низменный на уржумских отложениях средней перми и элювиально-делювиальных четвертичных отложениях.

8.3.2. Ландшафты подтаежной (бореально-суббореальной) зоны

6. Привятский подтаежный низменный район. Расположен в пределах бассейнов левых притоков реки Вятки, отделяется от соседнего к востоку района границей сплошного распространения Привятского песчаного массива и уступом Можгинской возвышенности. Поверхность территории района имеет общий уклон к долине Вятки, где располагаются самые низкие абсолютные отметки республики (54—55 м). Преобладающими являются высоты 100—180 м, небольшие возвышенные участки имеются лишь на Ныша-Люгинском и Умяк-Люгинском водоразделах.

На дневную поверхность выходят казанские и уржумские отложения средней перми, а в долинах левых притоков Вятки — неогеновые глины. Коренные породы с поверхности перекрыты мощной толщей эоловых песков плейстоцена. В геолого-геоморфологическом отношении особенно выделяются террасы р. Вятки, сложенные мощной толщей перигляциального аллювия (Бутаков, 1986).

По климатическим показателям район практически не отличается от восточного соседа. Речная сеть представлена левыми притоками Вятки: рр. Казанка, Пыжманка, Люга, Умяк и их притоками. Они характеризуются невысокими среднегодовыми модулями стока — 5,0—5,5 л / с • км². Густота речной сети составляет 0,55 км/км².

Доминирующим типом почв на водоразделах являются дерново-сильнопodzольные и podzольные, сформировавшиеся на песчаных и супесчаных почвообразующих породах. В естественном растительном покрове преобладали пихтово-еловые и еловые леса с примесью широколиственных пород. На их месте сейчас произрастают вторичные, осиново-березовые и липовые леса, местами сохранились сосновые боры. Из редких и исчезающих видов растений здесь нуждаются в охране заразиха бледноцветковая, резуха Жерарда, ковыль перистый, астрагал серповидный и др.

Агроклиматические ресурсы района позволяют получать хорошие урожаи озимой ржи, яровой пшеницы, овса, ячменя, кормового клевера, картофеля ранних сортов, люцерны на сено, целесообразным является овощеводство на мелиорированных пойменных угодьях.

Ландшафтный район, в отличие от предыдущего характеризуется сравнительно низкой хозяйственной освоенностью. Значительную часть его территории (до 60%) занимают леса, доля пахотных угодий не превышает 30%.

В районе выделяются 4 вида ландшафтов: 6а) Привятский подтаежный низменный на эоловых отложениях плейстоцена; 6б) Люгинско-Тыжминский подтаежный слабовозвышенный на эоловых отложениях плейстоцена; 6в) Верхнеумякский подтаежный слабовозвышенный на эоловых отложениях плейстоцена; 6г) Нижнеумякский подтаежный низменный на элювиально-делювиальных и делювиально-солифлюкционных отложениях плейстоцена.

7. Иж-Валинский подтаежный слабовозвышенный район. Расположен в пределах Можгинской возвышенности. На севере граничит с Кильмезским и Иж-Воткинским районами, на западе — с Привятским районом, а на востоке ограничивается долиной р. Иж от Прикамского. Поверхность района представляет собой слабовозвышенную, слегка всхолмленную равнину со спокойным характером рельефа. Преобладающими являются высоты 160—220 м. Возвышенные

участки встречаются преимущественно на водоразделах р. Валы с рр. Вятка, Тойма и Иж. Максимальная абсолютная отметка (265 м) расположена на Иж-Валинском водоразделе у д. Новый Карамбай (Можгинский район). Из форм рельефа широко распространены овраги и балки. В районе пос. Горняк (Можгинский район) и в окрестностях с. Грахово обнаружены **карстовые воронки**.

Из коренных пород с поверхности обнажаются отложения казанского яруса средней перми, а на возвышенных элементах рельефа — уржумские, представленные обычно глинами, алевролитами, песчаниками, известняками и мергелями. На водораздельных поверхностях распространены элювиально-делювиальные образования, а на пологих склонах холодных румбов - делювиально-солифлюкционные суглинки, достигающие мощности 15-20 м (Бутаков, 1986). На отдельных участках встречаются песчаные покровы плейстоцена.

Климатические условия района наиболее благоприятные в республике. Среднегодовая температура воздуха изменяется в пределах +2,1... +2,5°C. Среднеянварские температуры составляют -14,0° на севере района и -13,5°C на юге, среднеиюльские соответственно +18,7 и +19,1°C. Сумма активных температур достигает 2000—2100°C, продолжительность безморозного периода — 130—135 дней. Среднегодовая сумма осадков изменяется от 500 до 600 мм.

Речная сеть представлена притоками рр. Валы, Тоймы и Ижа. Среднегодовые модули стока рек составляют 4,5—5,0 л / с • км². Густота речной сети равна 0,58 км/км².

Преобладающий тип почв на водоразделах — дерново-подзолистый, наряду с которым получают широкое развитие серые лесные почвы, сформировавшиеся в основном на продуктах разрушения коренных глинистых пород и склоновых суглинках. На юге и юго-востоке района встречаются также дерново-карбонатные почвы.

В естественном растительном покрове преобладали пихтово-еловые леса с примесью широколиственных пород (липа, клен, дуб, вяз, ильм, орешник). В настоящее время доминирующими являются вторичные осиново-березовые и липовые леса. Из редких и исчезающих видов растений особо нуждаются в охране живокость клиновидная, хохлатка промежуточная, водяника, первоцвет и др.

Агроклиматические ресурсы района благоприятны для выращивания яровой пшеницы, ячменя, овса, гречихи, гороха, кукурузы без початков, картофеля, семенного клевера и люцерны, здесь полностью обеспечены тепло капуста, свекла, морковь, огурцы, томаты и другие овощи. Целесообразно развитие садоводства.

Район характеризуется относительно высокой долей антропогенных ландшафтов. Если средняя залесенность территории района около 35%, а распаханность — 50-55%, то в его юго-восточной части лесистость уменьшается до 20%, а доля пахотных земель возрастает до 60-65%.

В районе выделяется 7 видов ландшафтов: 7а) **Кылт-Кельвайский подтаежный слабовозвышенный на казанских и уржумских отложениях средней перми и делювиально-солифлюкционных суглинках плейстоцена;** 7б) **Сюга-Маловоложикьинский подтаежный умеренновозвышенный на эоловых отложениях плейстоцена;** 7в) **Пычас-Верхневалинский подтаежный умеренновозвышенный на казанских и уржумских отложениях средней перми и делювиально-солифлюкционных суглинках плейстоцена;** 7г) **Лудзинский подтаежный слабовозвышенный на уржумских отложениях средней перми и элювиально-делювиальных суглинках плейстоцена;** 7д) **Агрызка-Нишестолкинский подтаежный низменный на эоловых отложениях плейстоцена;** 7е) **Бобинка-Юринский подтаежный слабовозвышенный на казанских и уржумских отложениях средней перми и элювиально-делювиальных суглинках плейстоцена;** 7ж) **Тойма-Варзинский подтаежный слабовозвышенный на казанских и уржумских отложениях средней перми, элювиально-делювиальных и делювиально-солифлюкционных суглинках плейстоцена.**

8. Прикамский подтаежный возвышенно-равнинный район. Расположен на правом берегу р. Камы в основном в пределах Сарапульской возвышенности. От соседних районов отделяется: на западе — долиной р. Иж, на востоке — долиной р. Камы и на севере долиной р. Позимь и песчаными покровами. В рельефе преобладают поверхности с абсолютными отметками 150—200 м, более возвышенные участки расположены лишь на Иж-Камском водоразделе. Максимальная абсолютная высота (248 м) находится к северу от с. Бураново (Малопургинский район), на водоразделе рр. Большой Сарапулки, Нечкинки и Яганки. Территория отличается высокой эрозионной расчлененностью. Глубины местных базисов эрозии достигают 150—170 м, максимальные значения густоты овражной сети составляют 800—1000 м/км² и более. На коренном правом склоне долины Камы много оползней.

Водораздельные участки района с поверхности сложены пестроцветными глинисто-мергелисто-песчаниковыми толщами уржумского яруса, в долинах рек и глубоких оврагах вскрываются известняки и известковистые песчаники казанского яруса средней перми. Шлейфы пологих склонов повсеместно слагаются мощными (15-20 м) делювиально-солифлюкционными суглинками четвертичного периода.

Климатические показатели района благоприятные. Среднегодовая температура воздуха изменяется в пределах +2,4... +2,8°C. Данная территория располагается между изотермами января: -14,2° на севере и -13,5°C на юге, июля соответственно: +18,7 и +19,2°C. Сумма активных температур достигает 2000—2140°C, продолжительность безморозного периода — 130—135 дней. Среднегодовая сумма осадков составляет 500—550 мм.

Речную сеть района образуют правые притоки Камы и левые притоки Ижа. Среднегодовые модули стока рек составляют 4,5—5,0 л / с • км². Густота речной сети равна 0,53 км/км².

На водоразделах распространены дерново - средне- и слабоподзолистые почвы, широкое развитие получили также серые лесные и реже – дерново-карбонатные. Формирование почвенного покрова происходило на продуктах разрушения коренных глинистых пород, а также склоновых суглинках.

В естественном растительном покрове преобладали пихтово-еловые леса с участием широколиственных пород. Богатая в видовом отношении флора имеет примесь растений, свойственных лесостепям и северным степям. Из редких и исчезающих видов растений особенно нуждаются в охране ковыль опушённый, коротконожка лесная, адонис весенний, алтей лекарственный, двулепестник парижский, бубенчик лилиелистный, осока притуплённая, пупочник ползучий, козлец пурпуровый, сальвиния плавающая и другие.

Агроклиматические ресурсы района благоприятны для выращивания яровой пшеницы, ячменя, кукурузы без початков, гороха, гречихи, картофеля, люцерны, целесообразно также возделывание овощных культур в пригородной зоне и развитие садоводства.

Данный ландшафтный район характеризуется максимальной для республики степенью хозяйственной освоенности. Значительные площади здесь освоены под сельскохозяйственные угодья, лесные массивы сохранились лишь вдоль долин рек Ижа, Кырыкмаса и на крутых склонах различных форм гидрографической сети. Средняя лесистость территории района даже с учетом полейзащитных лесополос не превышает 15%, соответственно распаханность составляет около 70%. При этом в юго-восточной части района показатель лесистости уменьшается до 2-3%, а доля пахотных земель во многих хозяйствах составляет 70-80%.

В пределах района выделяется 4 вида ландшафтов: 8а) Засивинский подтаежный низменный на древнеаллювиальных песках, супесях и легких суглинках; 8б) Сарапульский подтаежный умеренновозвышенный на элювиально-делювиальных и делювиально-солифлюкционных суглинках плейстоцена; 8в) Иж-Кырыкмасский подтаежный низменный на элювиально-делювиальных и делювиально-солифлюкционных суглинках плейстоцена; 8г) Каракулинский подтаежный слабовозвышенный на казанских отложениях средней перми и элювиально-делювиальных суглинках плейстоцена.

9. Закамский подтаежный низменный район. Расположен на левобережье р. Камы в пределах ее поймы, четвертичных террас и прилегающих склонах долины. Характеризуется низменным, слаборасчлененным рельефом с преобладающими абсолютными высотами 85—150 м. Более высокие отметки установлены на прилегающих коренных склонах долины Камы, где с поверхности обнажаются глинисто-песчаниково-известняковые отложения казанского яруса средней перми. Террасы Камы с поверхности слагаются аллювием супесчано-песчаного, реже суглинистого механического состава.

По климатическим условиям район во многом сходен с предыдущим. Речная сеть представлена левыми притоками Камы: рр. Шолья, Камбарка, Буй и другими. В долине Камы имеется большое количество старичных озер. Среднегодовые модули стока рек составляют 5,5—5,8 л / с • км². Густота речной сети равна 0,55 км/км².

Преобладающее распространение на водоразделах получили дерново-средне- и сильноподзолистые почвы, сформировавшиеся преимущественно на супесчано-песчаном и в меньшей степени суглинистом субстрате. В естественном растительном покрове преобладали пихтово-еловые леса с примесью широколиственных пород, на их месте сейчас доминируют вторичные осиново-березовые и липовые леса. Повсеместно на песчаных грунтах произрастают елово-сосновые леса. Характерной особенностью района является наличие пойменных дубрав. Из редких и исчезающих видов растений здесь особо нуждаются в охране неоттианта клобучковая, резуха

Жерарда, подмаренник красильный, мытник скипетровидный, крестовник татарский и арктический, козлец пурпуровый и другие.

По агроклиматическим ресурсам район мало отличается от соседнего, за исключением почвенного покрова. Учитывая широкое распространение почв легкого механического состава, следует повысить роль картофелеводства в земледелии.

Этот район характеризуется наименьшей хозяйственной освоенностью. Лесистость территории здесь составляет около 80%, а доля пахотных земель не превышает 8%. Овраги здесь встречаются локально.

В пределах района выделяется один вид ландшафта – **Закамский подтаежный низменный на аллювиальных и эоловых четвертичных отложениях.**

Рассмотренные физико-географические районы часто разделяются между собой долинами крупных рек, в пределах которых самостоятельно выделяются **пойменные ландшафты**. Их обычно относят к интразональным типам ландшафтов, хотя для них характерны и черты зональности. В пределах развитых пойм выделяются 3 фации: прирусловая, центральная и притеррасная.

Прирусловая фация занимает относительно узкие полосы вдоль русла реки, где отлагаются крупные частицы, в основном песок и гравий. В условиях хорошего дренажа здесь образуются дерново-аллювиальные слоистые почвы, бедные питательными веществами. Травостой лугов разреженный и малоценный. В центральной пойме грунтовые воды находятся близко к поверхности почвы, в наилках преобладают суглинистые отложения, на которых формируются плодородные дерново-аллювиальные зернистые почвы. Здесь располагаются наиболее ценные и высокопродуктивные пойменные луга. Притеррасная фация занимает самое низкое местоположение в пойме, имеет глинистые аллювиальные отложения и характеризуется избыточным увлажнением, что ведет к заболачиванию. Луговая растительность замещается болотной.

Каждый физико-географический район обычно состоит из множества по величине и сложности своего строения природно-территориальных комплексов (геосистем). Каждый из более сложных комплексов состоит из нескольких простых, взаимосвязанных друг с другом. О причинах обособления геосистем и закономерностях их пространственного размещения повествует нижеследующий раздел.

8.4. Морфология ландшафта

Ландшафт - это реально существующий участок земной поверхности, обладающий определенной географической структурой, характером взаимосвязей и взаимодействий компонентов и морфологических частей. Однородность характера взаимосвязей компонентов ландшафта объясняется общностью их генезиса, одинаковыми условиями формирования. Это выражается в однотипных геологическом фундаменте и рельефе и местном климате с единообразным сочетанием гидротермических условий. Эти ведущие факторы, в свою очередь, определяют однотипность почв и биоценозов, общую тенденцию их развития, динамику, ритмику протекающих процессов и явлений. Все это обуславливает целостность ландшафта.

Вместе с тем, несмотря на эту целостность, однородность, ландшафт - очень сложный природный территориальный комплекс, состоящий в свою очередь из более простых природных систем - морфологических частей. Эти морфологические части, отражая внутренние взаимосвязи между отдельными компонентами, располагаются внутри ландшафта в определенном порядке, придавая ландшафту его своеобразный облик.

Самой низшей ступенью в морфологическом делении ландшафта является фация. Это природный территориальный комплекс, все компоненты внутри которого пространственно однородны, то есть на всем протяжении фации сохраняется одинаковый состав поверхностных пород, одинаковый характер рельефа и увлажнения, один микроклимат, одна почвенная разность и один биоценоз.

Благодаря однородности всех компонентов фацию нецелесообразно делить на более мелкие единицы. Она, как правило, очень мала, формируется в пределах какой-либо одной формы микрорельефа или части одного элемента формы мезорельефа (часть поймы, террасы, склона) и является непосредственным объектом полевого исследования. Фацию исследователь может видеть целиком как в вертикальном, так и горизонтальном разрезах. Исключения сравнительно редки и в наших условиях могут быть связаны с очень густыми лесами. Как правило, фация обладает единством вертикальной структуры. Это означает, что в пределах вертикального профиля фации на

всей занимаемой ею площади выделяются однородные слои: ярусы растительности, генетические горизонты почв, комплексные геогоризонты.

Ряд сходных фаций, тесно взаимосвязанных благодаря генетическому единству геолого-геоморфологического строения, а также единой направленности гидротермических и биолого-почвенных процессов, образуют природный комплекс, называемый урочищем. Морфологически урочища довольно четко обособлены, совпадая обычно с отдельными формами мезорельефа.

Рельеф является наиболее активным фактором локальной дифференциации, обуславливающим мозаику топологических природных комплексов – фаций и урочищ. Рельеф и действующие геоморфологические процессы формируют множество элементарных поверхностей, или *местоположений*, отличающихся по своему взаимному расположению, относительной высоте, экспозиции, крутизне и форме склона. Благодаря рельефу в ландшафте происходит перераспределение солнечной радиации, влаги, минеральных веществ и т. д. Тем самым разные местоположения будут характеризоваться неодинаковым экологическим потенциалом, то есть совокупностью условий местообитания для организмов. Каждому местоположению должен соответствовать один биоценоз. В итоге при взаимодействии биоценоза с абиотическими компонентами конкретного местоположения формируется фация – однородный природный территориальный комплекс, предельная ступень морфологического деления ландшафта. Под местоположением понимается, таким образом, элементарная грань рельефа, элемент орографического профиля. В пределах Удмуртии можно выделить следующие типы местоположений:

- *верховые или элювиальные, включающие собственно элювиальные, аккумулятивно-элювиальные (верховых западин), проточных водосборных понижений, водораздельных седловин и т.д.;*

- *транселювиальные и трансаккумулятивные, или склоновые, подразделяющиеся по крутизне склонов, их экспозиции, а также по положению в верхней (транселювиальные), средней или нижней части склона (трансаккумулятивные);*

- *пойменные, включающие местоположения высоких и низких пойм, ровных и гривистых пойм, заболоченных пойм и т.д.;*

- *низинные, в том числе ключевые и собственно супераквальные;*

- *овражно-балочные;*

- *нивально-эрозионные.*

На местности границы местоположений опознаются по структурным линиям – бровкам и тыловым швам, линиям выпуклых и вогнутых перегибов поверхностей.

Поскольку ведущими факторами в обособлении урочищ являются рельеф, его генезис и состав поверхностных отложений, а фаций – особенности растительности и почв, обусловленные особенностями микрорельефа и местоположением фаций в пределах урочища, то это и должно в первую очередь найти свое отражение в условных обозначениях ландшафтных карт. Так, в названии урочищ прежде всего должны быть указаны морфогенетические типы или формы рельефа.

Название фаций в пределах того или иного урочища дается по основным чертам почвенно-растительного покрова данного комплекса. Так одновременно достигается соподчиненность морфологических единиц, то есть первоначальное разделение на более крупные, а в их пределах – на более мелкие классификационные единицы (табл. 8.1).

Климатические, гидрологические и другие условия, чтобы избежать громоздкости легенды, раскрываются через биогенные или литогенные компоненты. Таким образом, в легендах ландшафтных карт целесообразно привести лишь два-три компонента, но самые характерные, которые дают определенное представление о данном природном комплексе и по которым с достаточной степенью достоверности можно судить и о других компонентах.

Природные комплексы обнаруживают разные свойства, если рассматривать их в разные промежутки времени. Меняется компонентный состав, вертикальная структура, действующие процессы функционирования. Иначе говоря, меняется аспект природного комплекса, его состояние. Набор основных ландшафтно-географических характеристик какого-либо состояния природного комплекса связан как с длительностью этого состояния, так и с характерными именно для данного состояния процессами и явлениями (Беручашвили, 1990). Среди разновременных состояний наиболее важными, узловыми являются стексы – суточные состояния, обусловленные сезонной ритмикой, погодными условиями и динамической тенденцией изменения фации. Именно эти состояния отмечаются при проведении полевых исследований, наблюдаются во время экскурсий.

Функционирование природных комплексов имеет циклический характер, что вызвано цикличностью поступления солнечной радиации, при этом каждому компоненту свойственна некоторая инерционность, отставание ответной реакции на внешние причины внутригодовых изменений.

Цикличность процессов функционирования природных комплексов сопровождается существенными изменениями их вертикальной структуры. Очень сильно различаются летний и зимний варианты структуры. Структура летнего варианта связана с развитием растительности, создающей сложную систему геогоризонтов (древесный полог, подлесок, кустарниковый и травяной ярусы и т.д.). Зимой растительность заметно деградирует, но появляются геогоризонты с мерзлотой и снежным покровом. В связи с этим предлагаются различные схемы деления годового цикла на сезоны, подсезоны, фазы и т.п. Для природных комплексов территории Удмуртии подходит схема деления годового цикла функционирования, разработанная А.А.Крауклисом (1979,1985) для южнотаежных пихтовых лесов, разработанная на основе стационарных наблюдений. По этой схеме в годовом режиме можно выделить двенадцать фаз функционирования.

Таблица 8.1

Классификационная решетка систематики ландшафтных фаций

		а	б	в	г	д	е	ж	з	и	...
А	1										
	2										
	3										
	...										
Б	1										
	2										
	...										
	...										
В	1										
	2										
	3										
	...										
Г	1										
	2										
	3										
	...										
Д	1										
	2										
	...										
	...										
Е	1										
	2										
	3										
	...										
Ж	1										
	2										
	...										
	...										
З	1										
	2										
	...										
	...										

Примечание. Типы местоположений и их литолого-геоморфологические варианты:

А – элювиальный тип: 1 – ровные поверхности коренных междуречий, сложенные суглинками; 2 – останцовые структурные поверхности междуречий, сложенные выветренными конгломератами; 3 – плоские и волнистые поверхности междуречий, сложенные песками.

Б – трансэлювиальный тип: 1 – пологие склоны северных румбов, сложенные суглинками; 2 – крутые склоны южных румбов, сложенные маломощными тяжелыми суглинками и глинами; 3 – пологие склоны южных румбов, сложенные песками.

В – трансаккумулятивный тип: 1 – пологие склоны на делювиальных суглинках; 2 – пологие склоны, сложенных песками; 3 – крутые склоны, сложенных суглинками.

Г – пойменный тип: 1 – днища замкнутых впадин, сложенных илом и торфом; 2 – ровные поймы, сложенные суглинками; 3 – гривистые поймы, сложенные суглинками и супесями.

Д – низинный тип: 1 – ключевые, с выходами подземных вод; 2 – слабопроточные понижения, сложенные илом и глиной.

Е – овражно-балочный тип: 1 – активно растущие вершины оврагов и балок; 2 – борта оврагов и балок; 3 – конусы выноса оврагов и балок, сложенные пролювием.

Ж – нивально-эрозионный тип: 1 – крутые борта нивально-эрозионных цирков, сложенные маломощными тяжелыми суглинками и глинами; 2 – пологие днища нивально-эрозионных цирков, сложенные песками.

З – субаквальный тип: 1 – старицы и старичные болота, сложенные илом и торфом; 2 – русла постоянных водотоков, сложенные русловым аллювием.

Типы биоценозов:

а – темнохвойные елово-пихтовые леса; б – ельник-зеленомошник; в – ельник-кисличник; г – сосновые леса; д – посадки сосны; е – березово-осиновые леса; ж – злаково-разнотравные луга; з – травяно-болотные; и – сельскохозяйственные поля.

1. Предвесенняя фаза. Наблюдается переход суточного максимума температур воздуха от отрицательных значений к положительным; таяние снега идет еще слабо.

2. Ранневесенняя фаза. Средние суточные температуры воздуха переходят от отрицательных к положительным; часты возвраты холодов; на открытых местах снег в основном сходит, но в лесу еще сохраняется его значительное количество; интенсивный поверхностный сток.

3. Поздневесенняя фаза. Массовое начало вегетации (в темнохвойном лесу эта фаза в силу позднего схода снежного покрова практически сливается с последующей).

4. Предлетняя фаза. Средний суточный минимум температуры воздуха переходит от отрицательного к положительному; оттаивает и прогревается корнеобитаемый слой, почва промачивается и заряжается влагой; максимальная мобильность минерального субстрата — оседание, сползание по склонам, размывание днищ и берегов водотоков; интенсивное испарение; первые цветущие растения, восстановление надземных частей у летнезеленых видов, набухание и распускание почек у зимнезеленых.

5. Раннелетняя фаза. Начало интенсивного увеличения общего количества живой растительной массы — заметный прирост деревьев по высоте и в толщину; наиболее интенсивная солнечная радиация, но почва продолжает охлаждаться (на глубине 3 м температура достигает годового минимума); влагозапасы в почве убывают из-за интенсивного испарения и транспирации; максимум цветущих растений.

6. Позднелетняя фаза. Прекращение существенного увеличения количества живой растительной массы; в почве наступает кульминация прогрева, запасы доступной влаги в корнеобитаемом слое в значительной степени истощены; активность биоты затухает, у большинства растений — плодоношение и опадение генеративных частей.

7. Предосенняя фаза. Начало массового отмирания зеленых частей растений.

8. Осенняя фаза. Переход суточного минимума температуры воздуха от положительных значений к отрицательным; ускоренный опад отмерших частей растений и пополнение запасов напочвенной органики.

9. Предзимняя фаза. Переход средних суточных температур воздуха от положительных к отрицательным; продолжается опадение листьев, хвои; частично замерзает подстилка, появляется снег.

10. Раннезимняя фаза. Суточные максимумы температуры становятся отрицательными; устанавливается постоянный снежный покров; в корнеобитаемом слое отрицательная температура.

11. Глубокозимняя фаза. Существенное замедление общего падения температуры воздуха и наступление самых низких ее значений; сильные межгодовые колебания температуры и мощности снежного покрова.

12. Позднезимняя фаза. Интенсивное повышение дневной температуры воздуха; максимум высоты снежного покрова и влагозапасов; в начале фазы - наиболее низкая температура корнеобитаемого слоя, к концу ее - наибольшая глубина сезонного промерзания.

В результате человеческой деятельности первичные природные комплексы в той или иной степени изменены. Все они являются производными природного инварианта. По существу антропогенные ландшафты – это различные проявления деятельности человека в ландшафте, их еще называют социально-экономическими ландшафтообразующими процессами. Их можно подразделить на две группы – типы использования земель (земледелие, животноводство, рекреация, лесное хозяйство и т.д.) и инженерные сооружения и их комплексы (здания или целые кварталы и города,

коммуникации, плотины и т.д.). По характеру ареалов проявления измененные природные комплексы делятся на фоновые и очаговые, а глубине преобразований – на первобытные, слабоизмененные, измененные и преобразованные. Слабоизмененные есть результат таких воздействий, как выборочная рубка леса, охота, сбор ягод и грибов и т.п. Измененные формируются в результате распашки, выпаса скота, интенсивной рекреации. Хотя природные связи здесь нарушены, но эти нарушения не имеют необратимого характера. В преобразованных ландшафтах изменены многие компоненты, перестроена структура природных комплексов, в том числе может быть изменена литогенная основа и рельеф. Таковы ландшафты поселений, мест добычи полезных ископаемых, водохранилищ, прокладки коммуникаций и т.д. Среди антропогенных ландшафтов следует выделять культурные ландшафты – это та их часть, которая сохраняет высокую производительность и экономическую эффективность, а также является оптимальной средой для жизни людей, способствует сохранению их здоровья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К главе 1

1. Геология и нефтеносность Удмуртской АССР / под ред. Л.В.Шаронова. Ижевск: Удмуртия, 1976. 127 с.
2. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 142 с.
3. Природные ресурсы и экология Удмуртии: Науч.-практ. и метод. материалы / под ред. А.К.Осипова. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1995. 200 с.
4. Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье, ч. 1 - Геологическое описание / под ред. К.Р.Чепикова, Г.И.Блома. М.: Недра, 1967. 871 с.
5. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Удмуртской Республики в 1998. Ижевск, 1999. 242 с.
6. Котенев Ю.А., Андреев В.Е., Давыдов В.П., Юсупов О.М., Сиднев А.В. Экологические аспекты функционирования нефтегазовых техногенных систем. Уфа, 1998. 101 с.
7. Зеленая книга Республики Татарстан / под ред. Н.П. Торсуева. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1993. 421 с.
8. Копысова Л.А., Княжин С.Л. Стихийные природные явления // Природа, хозяйство, экология Кировской области. Киров, 1996. С. 187-195.
9. Никонов В.А. Нетектонические землетрясения Восточно-Европейской платформы // Природа. 1995. № 10. С. 26-38.
10. Степанов В.П., Мирзоев К.М., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Тарасов Е.А. Геолого-геофизическое обоснование сейсмогенных зон Татарстана // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов, 1996. Вып. 13. С. 67-73.
11. Мирзоев К.М., Степанов В.П., Степанов А.В., Степанов И.В., Гатиятуллин Р.Н. Основные сейсмогенерирующие разломы Татарстана как объекты мониторинга землетрясений // Мониторинг. 1997. №3. С. 55- 61.
12. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Прогнозная оценка сейсмического потенциала Русской платформы // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов. 1996. Вып. 13. С. 11-14.
13. Княжин С.Л. Когда будет землетрясение в Удмуртии? // Наш мир. 2000. №1.
14. Сейсмические опасности. Тематический том / под ред. Г.А. Соболева. М.: Крук, 2000. 296 с.
15. Кудинов В.И. Совершенствование тепловых методов разработки месторождений высоковязких нефтей. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1995. 278 с.

К главе 2

1. Алексеева Э.В., Валиуллина Г.Ш., Илларионов А.Г. К строению покровной толщи Ворошиловского месторождения песка // Вестн. Удм. ун-та. Сер: Науки о Земле. 2005. С. 257-267.
2. Ананьев Г.С. Проблема устойчивости междуречий при перестройках речной сети //Проблемы перестройки и перехвата речных долин М.,1975.С123-129.
3. Антипов А.Н., Корытный Л.М. Географические аспекты гидрологических исследований. Новосибирск: Наука, 1981, 177с.
4. Арманд Д.Л. Развитие эрозионных процессов на Приволжской возвышенности // Сельскохозяйственная эрозия и новые методы ее изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С.7-38.
5. Беркович К.М. Регулирование речных русел. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 102 с
6. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 144 с.
7. Бутаков Г.П., Дедков А.П. Вятский Увал: основные черты геоморфологии и неотектоники (к столетию работы И.П. Кротова «Вятский Увал») // Геодинамика равнинного рельефа: Сб. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1992. С. 41-70.
8. Бутаков Г.П., Ермолаев О.П., Мозжерин В.И. и др. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах // Эрозионные и русловые процессы. Луцк, 1991. С.19-42.
9. Бутаков Г.П., Мозжерин В.И., Егоров И.Е. Гиперзональность, зональность и микрозональность геоморфологических процессов //Проблемы методологии геоморфологии. Новосибирск: Наука,1989. С.90-92.
10. Былинский Е.Н., Востокова Н.Е. Главный водораздел Русской равнины, его тектоническая природа и гляциоизостатический механизм формирования // Геоморфология. 1967. № 3. С. 26-37.
11. Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука, 1980. 172 с.
12. Веретенникова М.В., Добровольская Н.Г., Жук И.Е. и др. Баланс наносов в геоморфологическом эрозионно-аккумулятивном комплексе на малом водосборе // Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990. С.89-97.
13. Воскресенский С.С. Причины и развитие речных перехватов //Проблемы перестройки и перехвата речных долин. М.,1975. С.8-15.
14. Геология и нефтеносность Удмуртской АССР. Ижевск: Удмуртия, 1976. 126 с.

15. Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19-27.
16. Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К. Новые данные по палеогеографии и статиграфии новейших отложений бассейна Средней Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География. 1992. С. 59-69.
17. Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы и баланс наносов в бассейне р.Протвы // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5: География. 1988. №6. С.19-25.
18. Голосов В.Н. Влияние антропогенных факторов на сток наносов рек бассейна Оки // География и природные ресурсы. 1988. №3. С.46-52.
19. Голосов В.Н. Использование радиоизотопов при исследовании эрозионно-аккумулятивных процессов // Геоморфология. 2000. №2. С.26-33.
20. Горелов С.К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М.: Наука, 1972. 216 с.
21. Горецкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1958. № 22. С. 3-23.
22. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 415 с.
23. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 215 с.
24. Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией. М.: Колос, 1974. 304 с.
25. Дедков А.П. Верхнее плато Восточно-Европейской равнины // Геоморфология. 1993. №4. С. 82-88.
26. Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Поволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970. 260 с.
27. Дедков А.П., Егорова В.Н., Новикова Н.И. Денудационный рельеф в конгломератах на востоке Русской равнины // Экзогенные процессы и эволюция рельефа: Сб. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983. С. 89-111.
28. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1984. 264 с.
29. Дедков А.П., Мозжерин В.В. Новые данные о генезисе и возрасте нижнего плато Приволжской возвышенности // Геоморфология. 2000. №1. С. 56-61.
30. Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. 224 с.
31. Дедков А.П., Стурман В.И. Кирсинская палеодолина и перестройка речной сети в верховьях Вятки и Камы // Геоморфология. 1992. № 2. С. 49-55.
32. Добровольская Н.Г., Зорина Е.Ф., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф., Никольская И.И., Прохорова С.Д. Бассейновая эрозия и флювиальная денудация центра Русской равнины // Геоморфология. 2001. №2. С. 55-61.
33. Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 455 с.
34. Егоров И.Е. Структура эрозионной сети Востока Русской равнины: дис. ... канд. геогр. наук. Казань, 1988. 156 с.
35. Егоров И.Е., Камашев В.Я., Сократов В.А. Закономерности формирования и оценка мелколучейкового смыва на примере Удмуртии // Изучение ресурсного потенциала территории. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1987. С. 147-152.
36. Егоров И.Е. Применение наземной стереосъемки для изучения поверхностного смыва // Количественный анализ экзогенного рельефообразования. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. С. 56-60.
37. Егоров И.Е., Илларионов А.Г., Рысин И.И., Стурман В.И. Влияние антропогенного фактора на эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейнах малых рек Вятско-Камского региона // Геоморфология. 1993. № 3. С. 46-50.
38. Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1992. 148 с.
39. Ермолаев О.П. Изучение структуры эрозии в речном бассейне // Количественный анализ экзогенного рельефообразования. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. С.100-107.
40. Ермолаев О.П., Курбанова С.Г. Пояса эрозии в речном бассейне // Геоморфологические процессы и окружающая среда. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1991. С.40-42.
41. Заславский М.Н. Эрозия почвы. М.: Мысль, 1979. 243 с.
42. Иванова Н.Г. К стратиграфии отложений верхнего плейстоцена бассейна р. Вятки // Верхний плейстоцен. М.: Наука, 1966. С. 151-166.
43. Илларионов А.Г. К истории становления Камской эрозионной системы // Вестн. Удм. ун-та. Сер: Науки о Земле. 2006. С.103-117.
44. Илларионов А.Г. Климатические аспекты формирования и развития ступенчатости пластовых равнин Арало-Тобольского междуречья // Геоморфология. 1981. №2. С. 55-56.
45. Илларионов А.Г. Наблюдения над процессом педипленизации на пластовых равнинах Тургайской столовой страны // Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990. С. 162-170.
46. Илларионов А.Г. Примеры возможной связи рисунка эрозионной сети платформенных областей с гравитационной и сдвиговой тектоникой. // Вестн. Удм. ун-та. Сер: Науки о Земле. 2004. С.125-134.
47. Илларионов А.Г. Рельеф. Общая характеристика. // Завьяловский район: природа, история, экономика. Ижевск, 2001. С. 14-27.
48. Илларионов А.Г. Феномен неогенового цикла выравнивания рельефа // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. С. 34-37.

49. Камелетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 232 с.
50. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1968. 559 с.
51. Киркби М.Дж. Состояние вопроса //Эрозия почвы. М.:Колос,1984. С.11-33.
52. Козлова А.Е. Количественная оценка процессов плоскостного смыва на склонах в аридной зоне Тургайского прогиба на примере плато Кизельтау //Геоморфология.1977. №2.С.70-79.
53. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. 222 с.
54. Ковальчук И.П. Тенденция изменения состояния малых рек как результат антропогенного воздействия и развития эрозионно-аккумулятивных процессов в их бассейнах // 7-е межвуз. координац. совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов: тез. докл. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1992. С.42-44.
55. Кондратьев Н.Е., Ляпин А.М., Попов И.В., Пиньковский С.И., Федоров Н.Н., Якунин И.И. Русловой процесс. Л.: Гидрометеиздат, 1959.
56. Корзун В.И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов. Л.:Гидрометеиздат,1986.168с.
57. Короткий Л.М. Морфологические характеристики речного бассейна // География и природные ресурсы. 1984. №3. С. 105-112.
58. Краткая географическая энциклопедия. М.: Сов. энцикл. 1964-1966. Т. 1-5.
59. Кротов П.И. Следы ледникового периода в северо-восточной части Европейской России // Труды о-ва естествоиспыт. при Казан ун-те. 1885. Т. 14, вып. 4. С. 5-51.
60. Курбанова С.Г. Палеогеографическое значение погребенных почв пойм малых рек бассейнов Вятки и Средней Волги // Физико-географические основы развития и размещения производительных сил Нечерноземья Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1991. С.118-122.
61. Курбанова С.Г. Влияние хозяйственной деятельности на изменение гидросети и накопление аллювия на малых реках Востока Русской равнины // Геодинамика равнинного рельефа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1992. С.108-113.
62. Курбанова С.Г., Петренко Л.В. Антропогенно обусловленная аккумуляция аллювия малых рек Востока Русской равнины // Эрозионные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990. С. 177-181.
63. Лавров А.С. О границах распространения бореальной трансгрессии и калининского ледникового покрова в бассейнах Печоры и Вычерги // Верхний плейстоцен. М.: Наука, 1966. С. 112-120.
64. Лавров А.С. Печорская низменность // Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. С. 101-103.
65. Лидов В.П., Орлова В.К., Углова Л.В. Значение струйчатого размыва в формировании почвенного покрова //Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та,1973. Вып.3.С.35-64.
66. Лютцау С.В. Факторы и способы перестройки эрозионных систем //Проблемы перестройки и перехвата речных долин. М.,1975.С.39-49.
67. Мазарович А.Н. Основные черты истории рельефа Высокого Заволжья // Землеведение. 1932. Т. 32, вып. 1,2. С. 55-91.
68. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.
69. Маккавеев Н.И. Эрозионные процессы на Русской равнине //Эрозия почв и русловые процессы. М.:Изд-во Моск. ун-та,1974. Вып.4. С.6-14.
70. Маккавеев Н.И. Некоторые особенности эрозионно-аккумулятивного процесса //Эрозия почв и русловые процессы. М.:Изд-во Моск. ун-та, 1981. Вып.8. С.5-16.
71. Маккавеев Н.И. Общие закономерности эрозионных и русловых процессов //Эрозионные и русловые процессы. М.:Мысль,1984.С.26-30.
72. Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971.
73. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
74. Мещеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания // Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964. С. 9-22.
75. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 517 с.
76. Мильков Ф.Н. Бассейн реки как парадинамическая ландшафтная система и вопросы природопользования //География и природные ресурсы. 1981.№4. С.11-18.
77. Миронова Е.А., Сетунская Л.Е. Некоторые результаты изучения интенсивности роста оврагов на Приволжской возвышенности // Геоморфология. 1974. №3. С. 74-82.
78. Митчел Д.К., Бубензер Г.Д. Расчеты потерь почвы // Эрозия почвы. М.:Колос,1984.С.34-95.
79. Мозжерин В.И. Геоморфологический анализ твердого речного стока гумидных равнин умеренного пояса: автореф. дис.... д-ра геогр. наук. СПб., 1994. 32 с.
80. Мозжерин В.В. Развитие рельефа Среднего Поволжья в эоплейстоцене: автореф. ... канд. геогр. наук. Казань, 2003. 23 с.
81. Мозжерин В.В., Петрова Е.В. Морфологические и морфометрические характеристики плиоценовых речных долин Республики Татарстан (на примере Восточного Закамья) // Проблемы флювиальной геоморфологии. Материалы XXIX Пленума Геоморфологической Комиссии РАН. Ижевск, 2006. С. 104-107.
82. Нагайцев Б.М. О происхождении пуг // Геоморфология. 1978. №3. С. 82-86.
83. Назаров Н.Н. Овражная эрозия в Прикамье. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1992. 103 с.
84. Наумов А.Д. Пенеплены. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1981. 404 с.

85. Никитин С.Н. Пределы распространения ледниковых следов в центральной России и на Урале // Изв. Геол. комитета. 1885. Т. 4, №4. С. 185-222.
86. Овражная эрозия востока Русской равнины / под ред. А.П.Дедкова. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. 142 с.
87. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
88. Орлов А.Д. Эрозия и эрозионноопасные земли Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. 208с.
89. Пахомова О.М. Горизонтальные русловые деформации и их связь с порядковой структурой речной сети // Геоморфология. 2002. №3. С. 105-111.
90. Пенк Вальтер. Морфологический анализ. М.: Изд-во геогр. лит-ры, 1961. 359 с.
91. Пестовский К.И. О пределах распространения ледниковых отложений и о происхождении некоторых форм рельефа в бассейнах рек Вятки и Ветлуги // Проблемы советской геологии. 1936. №8. С.688.
92. Петухова Л.Н. Развитие русловых процессов в условиях различных ландшафтов Удмуртии // Вестн. Удм. ун-та. Сер: Науки о Земле. 2003. С. 123-134.
93. Перевошиков А.А. Закономерности формирования антропогенно обусловленного пойменного аллювия в долинах малых рек Удмуртии: дис. ... канд. геогр. наук. Казань, 1997. 217 с.
94. Перевошиков А.А. Гидротехнические сооружения Удмуртии и их роль в процессах аккумуляции наносов на пойме // Вестн. Удм. ун-та. Сер: Науки о Земле. 2000. С. 101-110.
95. Переслегина Р.Е., Тагиев С.Т. Количественная оценка плоскостного сноса на склонах предгорий Центрального Копетдага на примере Ашхабадского полигона // Геоморфология. 1984. №1. С.74-79.
96. Пиотровский М.В. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1945. Т. 9, №2. С. 145-164.
97. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 441 с.
98. Полунин Г.В. Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного климата. М.: Наука, 1983. 248с.
99. Потапенко Л.М. Новые данные о границе ледников московской эпохи в бассейне Верхней Вычегды // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1974. № 41. С. 63-68.
100. Потапенко Л.М., Никифорова Л.Д. Западное Притиманье // Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. С. 97-100.
101. Прыткова М.Я. Осадконакопление в малых водохранилищах. Балансовые исследования. Л.: Наука, 1981. 152 с.
102. Прыткова М.Я. Влияние прудов и малых водохранилищ на сток наносов рек // Эрозиоведение: теория, эксперимент, практика. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. С.128-129.
103. Пряхин А.И. Мерзлотные деформации в третичных и четвертичных отложениях долин рек Камы, Вятки, Белой // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 2. С. 221-226.
104. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средний Урал и Приуралье / под ред. Н.М. Алюшинской. Л.: Гидрометеиздат, 1973. Т.11. 848 с.
105. Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат. 1985.
106. Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 238с.
107. Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.
108. Рохмистров В.Л. Влияние хозяйственной деятельности человека на водосборы малых рек Ярославского нечерноземья // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. Т. 121, вып.1, 1989. С.44-49.
109. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосферы Земли и планет Земной группы. СПб.: Наука, 1997. 591 с.
110. Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1998. 274 с.
111. Рысин И.И., Петухова Л.Н. Русловые процессы на реках Удмуртии. Ижевск: Ассоциация «Научная книга», 2006. 176 с.
112. Рябков Н.В. Геоморфология и четвертичные отложения долины Нижней Камы и Белой // Материалы Всесоюз. совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 2. С. 213-216.
113. Сигов А.П. К вопросу о пенеппене, педиппене и роли коры выветривания при образовании рельефа // Геоморфология. 1973. №2. С. 11-17.
114. Сигов А.П., Шув В.С., Гузовский Л.А. и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. Саратов, 1968. 251 с.
115. Сиднев А.В. Палеогеография плиоцена бассейна нижнего течения р. Белой // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Северной и Южной частей Предуралья. Уфа, 1976. С. 41-53.
116. Станкевич Е.Ф. О постоянстве положения долин рек на Русской платформе // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1962. С. 78-83.
117. Степанов А.Н. Плиоцен-плейстоценовые отложения междуречья Петоры и Колвы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Северной и Южной частей Предуралья. Уфа, 1976. С. 62-85.
118. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
119. Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф. и др. Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 199 с.

120. Тупиков Е.В. Новые данные о надпойменных террасах в окрестностях г. Набережные Челны // Геоморфология. 2001. №1. С. 67-76.
121. Фридман Б.И. Стратиграфия и закономерности формирования неогеновых и раннеантропогенных отложений Великой Волжской аккумулятивной равнины в Горьковском Поволжье: автореф. ... канд. геогр. наук. Казань, 1982. 18 с.
122. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 156 с.
123. Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004.
124. Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС, 1998.
125. Чалов Р.С., Хмелева Н.В. Развитие учения об эрозионно-аккумулятивном процессе в трудах профессора Н.И. Маккавеева // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. Вып. 7. С. 6-34.
126. Часовникова Э.А. Полевые экспериментальные исследования плоскостного смыва и его закономерностей в лесостепном Поволжье на примере Ульяновской области // Геоморфология. 1985. №2. С. 95-103.
127. Яхимович В.Л., Блудорова Е.А. и др. Геохронологическая корреляция геологических событий плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 5-15.

К главе 3

1. Андреев С.С. Экология человека. Ростов н/Д.: Издатель Турова Е.А., 2007. 248 с.
2. Берлянд Т.Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 227 с.
3. Берлянд Т.Г. Суммарное солнечное излучение и его междугодовая изменчивость на континентах северного полушария // Труды ГГО. 1985. Вып. 488. С. 3-20.
4. Бокша В.Г., Богуцкий Б.В. Медицинская климатология и климатотерапия. Киев: Здоровье, 1980. 262 с.
5. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 254 с.
6. Верещагин М.А. О влиянии Куйбышевского и Волгоградского водохранилищ на метеорологические условия прибрежной зоны // 150 лет метеорологической обсерватории Казан. гос. ун-та. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1963. С. 152-159.
7. Исаев А.А. Экологическая климатология. М.: Научный мир, 2003. 472 с.
8. Климат Москвы / под ред. А.А. Дмитриева, Н.П. Бессонова. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 323 с.
9. Климат России / под ред. Н.В. Кобышевой. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 655 с.
10. Климатические ресурсы и методы их представления для прикладных целей / под ред. К.Ш. Хайруллина. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. 231 с.
11. Климатология / под ред. О.А. Дроздова, Н.В. Кобышевой. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568 с.
12. Кобышева Н.В., Ключева М.В., Александрова А.А., Булыгина О.Н. Климатические характеристики отопительного периода в субъектах Российской Федерации в настоящем и будущем // Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С. 46-52.
13. Климат Среднего Поволжья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1968. 252 с.
14. Кондратьев К.Я. Лучистая энергия Солнца. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 600 с.
15. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
16. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 778 с.
17. Мещерская А.А., Блажевич В.Г. КATALOGИ температурно-влажностных характеристик с учетом площади распространения по экономическим районам основной зернопроизводящей зоны СССР. 1891-1983 гг.: справочное пособие Л.: Изд-во ГГО, 1980. 330 с.
18. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3: Многолетние данные. Л.: Гидрометеиздат, 1988. Ч.1-6, вып.12. 647 с.
19. Овчарова В.Ф. Гомеокинез в погодную гипоксию и гипероксию // Климат и здоровье человека: Труды международного симпозиума ВМО/ВОЗ/ЮНЕП СССР. Ленинград, 22-26 сентября 1986 г. Л.: Гидрометеиздат, 1988. Т. 2.
20. Отнес Р.К., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. М.: Мир, 1982. 428 с.
21. Павлова М.Р. Практикум по агрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 184 с.
22. Педь Д.А. О показателях засухи и избыточного увлажнения // Труды Гидрометцентра СССР. 1975. Вып. 156. С. 19-39.
23. Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М., Наумов Э.П. Динамика климатических характеристик отопительного периода за последние 100 лет. // Вестн. ТО РЭА. 2000. № 1. С. 24-28.
24. Переведенцев Ю.П., Николаев А.А. Климатические ресурсы солнечной радиации и ветра на территории Среднего Поволжья и возможности их использования в энергетике. Казань: Отечество, 2002. 120 с.
25. Переведенцев Ю.П. Метеорология в Казанском университете. Становление, развитие, основные достижения. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2001. 128 с.
26. Переведенцев Ю.П., Исмагилов Н.В., Шерстюков Б.Г. и др. Современные изменения температурно-влажностного режима атмосферы в Республике Татарстан // Журн. экологии и промышленной безопасности. 2007. №3. С. 18-23.
27. Пивоварова З.И. Прямая солнечная радиация на территории СССР // Труды ГГО. 1963. Вып. 139. С. 27-41.
28. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 335 с.
29. Покровская Т.В., Бычкова А.Т. Климат Ленинграда и его окрестностей. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 199 с.
30. Радиационный режим территории СССР / под ред. Е.П. Барашковой, В.Л. Гаевского, Л.Н. Дьяченко, К.М. Лугиной, З.И. Пивоваровой. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 528 с.

31. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам: Руководящий документ РД 52.33.217-99. М.: Гидрометеиздат, 2000. 347 с.
32. Руководящий документ. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 11. Агрометеорологические наблюдения на станциях и постах. Ч. 1. Основные агрометеорологические наблюдения (РД 52.33.217-99). Кн. 2. М.: Гидрометеиздат, 2000. Кн. 1. 283 с.; Кн. 2. 283 с.
33. Русанов В.И. Комплексные метеорологические показатели и методы оценки климата для медицинских целей. Томск: Изд-во Том.ун-та, 1981. 86с.
34. Справочник по климату СССР. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Вып. 12, ч. 1. 76 с.
35. Справочник по климату СССР. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Вып. 29, ч. 1. 60 с.
36. Справочник по климату. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1968. Вып. 12, ч. 4. 372 с.
37. Справочник по климату. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1968. Вып. 29, ч. 4. 336 с.
38. Справочник по климату. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1968. Вып. 9, ч. 4. 372 с.
39. Справочник эколого-климатических характеристик г. Москвы / под ред. А.А.Исаева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. Т.1. 304 с.
40. Справочник эколого-климатических характеристик г. Москвы / под ред. А.А.Исаева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. Т.2. 410 с.
41. Тверской П.Н. Курс метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 700 с.
42. Толковый словарь по сельскохозяйственной метеорологии / под ред. И.Г. Грингоф. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 470 с.
43. Урманова А.Г. Изменчивость режима температуры воздуха и осадков в Татарстане // Современная география и окружающая среда: Всеросс. науч. конф. Казань, 1996. С. 63–65.
44. Хромов С.П., Петросянци М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 580 с.
45. Чирков Ю.И. Агрометеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 296 с.
46. Шерстюков Б.Г. Метеорологические факторы горимости леса, засушливости погоды во второй половине XX века и экстремальные условия 2002 года в Московском регионе // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2003. Вып. 171. С. 79–88.
47. Шиловцева О.А., Романенко Ф.А. Многолетние изменения температуры воздуха на Северо-Западном Таймыре и Нижнем Енисее в XX веке // Метеорология и гидрология. 2005. №3. С. 53–68.
48. Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации / под ред. Н.В.Кобышевой, К.Ш.Хайруллина. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. 319 с.
49. Handbook of applied meteorology / Ed. D.D. Houghton. 1985. 1461 p.

К главе 4

1. Ведомости длин и площадей водосборов рек Удмуртской АССР: Научный отчет Казанского отдела гидрологии и водных ресурсов Сев. НИИГиМ. Казань, 1973.
2. Гидрогеологические условия Нечерноземной зоны РСФСР / под ред. Г.В.Куликова. М: Недра, 1983. 338 с.
3. Елькин С.М., Рысин И.И. Подземные воды // Природа Ижевска и его окрестностей. ИжевскУдмуртия, 1998. С. 67 – 79.
4. Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 448 с.
5. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши (бассейн р. Камы). Л.: Гидрометеиздат, 1988. Т. 1, вып. 25. 770 с.
6. Наумов В.И. Характеристика и охрана хозяйственно-питьевых вод Удмуртской АССР. Ижевск, 1978. 152 с.
7. Нежиховский Р.А. Гидролого-экономические основы водного хозяйства. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 229 с.
8. О состоянии окружающей природной среды Удмуртской Республики в 2002 году: государственный доклад. Ижевск, 2003.
9. О состоянии окружающей природной среды Удмуртской Республики в 2007 году: государственный доклад. Ижевск: Изд-во ИжГТУ, 2008. 236 с.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средний Урал и Приуралье / под ред. Н.М. Алюшинской. Л.: Гидрометеиздат, 1973. Т. 11. 848 с.
11. Рысин И.И. Водные ресурсы // Природные ресурсы и экология Удмуртии: науч.-практ. и метод. материалы / под ред. А.К. Осипова. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1995. С. 36 – 47.
12. Рысин И.И., Петухова Л.Н. Русловые процессы на реках Удмуртии. Ижевск: Ассоциация «Научная книга», 2006. 176 с.

К главе 5

1. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. М.: Владос, 1999. 384 с.
2. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та; Колос, 2004. 460 с.
3. Вараксин И.И., Ковриго В.П. Почвы // Природа Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1972. С. 126 – 144.
4. Кузнецов М.Ф. Микроэлементы в почвах Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та. 1994. 285 с.
5. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.

6. Классификация почв России / Почвенный институт им. В.В.Докучаева РАСХН. М., 2000. 235 с.
7. Ковриго В.П. Почвы Удмуртской Республики / ГСХА. Ижевск, 2004. 490 с.
8. Пермяков Ф.И. Почвы Удмуртии: повышение их плодородия. Ижевск: Удмуртия, 1972. 223 с.
9. Почвенная карта Российской Федерации и сопредельных государств (для высших учебных заведений). М 1: 4 000 000. М.: Роскартография, 1995.
10. Почвенная карта Удмуртской АССР. М 1: 200 000. М.: ГУГК СССР, 1990.

К главе 6

1. Аверьянов В.И., Блудорова Е.А., Фомичева Н.Л., Ясонов П.Г. Казанское Поволжье и Прикамье // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. С. 95-114.
2. Ананова Е.Н. Краткая характеристика растительности и климата плиоцена Русской равнины // Вопросы ботаники. Л., 1960. Вып. 3. С. 107-109.
3. Баранов В.И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде: в 4 ч. Казань, 1948-1956.
4. Баранова О.Г. Основные лесные растения и их практическое использование // Леса Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1997. С. 67-141.
5. Баранова О.Г. Картограммы распространения редких растений в Вятско-Камском междуречье. Ижевск: Изд. дом «Удмуртский университет», 2000. 182 с.
6. Баранова О.Г. Местная флора: анализ, конспект, охрана: учеб. пособие. Ижевск, 2002. 199 с.
7. Баранова О.Г. Растительные ресурсы и проблемы их сохранения в Удмуртской Республике // Вопросы экологии и природопользования в аграрном секторе: сб. материалов конф. Ижевск, 2003. С. 108-112.
8. Гиряев Д. М. Историческая роль леса в судьбе России // Леса Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1997. С. 5-19.
9. Гитерман Р.Е. Некоторые данные по истории растительности низовьев р. Чусовой в четвертичное время // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода. 1953. № 7. С. 91-100.
10. Голдина Р.Д. Древняя и средневековая история удмуртского народа. Ижевск: Изд. дом «Удмуртский университет», 1999. 464 с.
11. Государственный доклад «О состоянии окружающей природной среды Удмуртской Республики в 1998 году». Ижевск, 1999. 244 с.
12. Государственный доклад «О состоянии окружающей природной среды Удмуртской Республики в 2006 году». Ижевск, 2007. 187 с.
13. Государственный реестр лекарственных средств. М., 2000. 1202 с.
14. Государственная фармакопея СССР. Общая методика анализа. Лекарственное растительное сырье. 11-е изд. М.: Медицина, 1990. Вып. 2. 398 с.
15. Дорофеев П.И. О плиоценовой флоре Нижней Камы // Сб. к 75-летию со дня рождения акад. В.Н. Сукачева. М.:Л., 1956. С. 171 - 181.
16. Ефимова Т.П. Некоторые отличительные особенности флоры Удмуртии // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1965 а. Т.70, №1. С.136-139.
17. Ефимова Т.П., Ложкина Н.П., Тычинин В.А., Баранов В.И. Растительность // Природа Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1972. С. 145-201.
18. Иванова Н.Г. К стратиграфии отложений верхнего плейстоцена бассейна р. Вятки // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966. С.151-166.
19. История растительного покрова северной части Среднего Поволжья в плиоцене и антропогене / науч. ред. Е.Л. Любарский. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1980. 120 с.
20. Истомин Л.А. Лесные культуры в Удмуртии. Ижевск, 1960.
21. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
22. Климанов В.А. Природно-климатические условия плейстоцена Европы. М: INQUA, 1982. 6 с.
23. Красная книга РФ: Растения, грибы. М., 2008. 873 с.
24. Красная книга Удмуртской Республики: Сосудистые растения, лишайники и грибы. Ижевск: Изд. дом «Удмуртский университет», 2001. 290 с.
25. Крашенинников И.М. Географические работы. М.: Гос. изд-во географ. литерат., 1954. 611 с.
26. Мустафин Л.А. Типы леса и лесовозобновление в УАССР. Ижевск, 1938. 38 с.
27. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз / И.Г. Авенариус, М.В. Муратова, И.И. Спасская М.: Наука, 1978. С. 42-76 с.
28. Полозов М.Б. Типология лесов Удмуртии // Леса Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1997. С. 35-65.
29. Пузырев А.Н., Туганаев В.В. Дикорастущие съедобные растения Удмуртии (характеристика, заготовка, хранение, использование). Ижевск, 1991. 32 с.
30. Растительный мир Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1980.
31. Редкие и исчезающие виды растений и животных Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1988. 144 с.
32. Семеновых Е.Е. Из истории развития лесного хозяйства республики // В лесном краю. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1997. С. 35-49.
33. Черенков А.И. Лесовосстановление – приоритетное направление отрасли // В лесном краю. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1997. С. 50-62.

34. Толмачев А.И. Введение в географию растений. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. 244 с.
35. Туганаев В.В. Агрофитоценозы современного земледелия и их история. М.: Наука, 1984. 88 с.
36. Туганаев В.В. Общие сведения о лесе // Леса Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1997. С. 35-65.
37. Туганаев В.В. Растительность // Удмуртская Республика: Энциклопедия. Ижевск, 2000. С.30-32.
38. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
39. Хотинский Н.А. Следы прошлого ведут в будущее. М.: Мысль, 1981. 159 с.
40. Хотинский Н.А. Ландшафтно-климатические изменения в позднеледниковое время на территории СССР // Палеоклиматы и оледенение в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 39-46.
41. Цветков М.А. Изменение лесистости Европейской России с конца XVII столетия до 1914 г. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 213 с.
42. Юрцев Б.А., Камелин Р.В. Основные понятия и термины флористики: учеб. пособие по спецкурсу. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1991. 80 с.
43. Ятайкин Л.М., Шаландина В.Т. История растительного покрова в районе Нижней Камы с третичного времени до современности. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1975. 199 с.

К главе 7

1. Адаховский Д.А. Муравьи (Hymenoptera, Formicidae) Удмуртии: фауна, распространение и экология // Вестн. Удм. ун-та. Сер: Биология. 2004. №10. С. 179-190.
2. Адаховский Д.А. Изучение фауны, экологии и разнообразия Шмелиных Удмуртии: монография. Ижевск, 2007. 112 с.
3. Вестник Удмуртского университета. Серия: Биологическое разнообразие Удмуртской Республики. Вып. 1. Фауна позвоночных: аннотированные списки. 1997. № 2. 72 с.
4. Животный мир Удмуртии / сост. В.И. Рошиненко Ижевск: Удмуртия, 1983. 96 с.
5. Кирисов А.Г. Охотничье-промысловые звери и птицы Удмуртии. Ижевск: Удм. кн. изд-во, 1960. 122 с.
6. Красная книга Удмуртской Республики. Животные. Ижевск: Удмуртия, 2001. 152 с.
7. Научные труды национального парка «Нечкинский» / под науч. ред. И.В. Ермолаева, А.С.Кольцова. Ижевск: Парадигма, 2006. Вып. 1. 113 с.
8. Природа Удмуртии / науч. ред. А.И. Соловьёв. Ижевск: Удмуртия, 1972. 399 с.
9. Пучковский С.В. Эволюция и экология 2: Проблема биологического разнообразия / УдГУ. Ижевск, 1998. 110 с.

К главе 8

1. Агроклиматические ресурсы Удмуртской АССР. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 115 с.
2. Атлас Удмуртской АССР. М: ГУГК, 1974. 24 с.
3. Атлас СССР. М: ГУГК, 1984. 260 с.
4. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шерemet Б.В. Почвы СССР. М: Мысль, 1979. 380 с.
5. Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М: Наука, 1986. 296 с.
6. Беручашвили Н.Л. Геофизика ландшафта. М.: Высш. шк., 1990. 287 с.
7. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971.
8. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 144 с.
9. Гвоздецкий Н.А. Основные проблемы физической географии. М.: Высш. шк., 1979. 222 с.
10. Географический атлас Удмуртской Республики. М: Дик, 2000. 32 с.
11. География Удмуртии: учебник для 8-9 классов / под ред. Н.Т. Козловой, И.И. Рысина. Ижевск: Удмуртия, 2008. 224 с.
12. Геоэкологические проблемы Удмуртии / под ред. В.И.Стурмана. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1997. 158 с.
13. Дедков А.П., Малышева О.Н., Порман С.В., Рождественский А.Д. Древние поверхности выравнивания и останцовый рельеф Удмуртии // Развитие склонов и выравнивание рельефа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1974. С. 64 – 76.
14. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М: Изд-во Моск. ун-та, Колос, 2004. 460 с.
15. Ильминских Н.Г. Положение Ижевска на географической карте // Природа Ижевска и его окрестностей. Ижевск: Удмуртия, 1998. С. 7 – 10.
16. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высш. шк., 1991. 366 с.
17. Красная книга Удмуртской Республики: Животные / под ред. Н.Е.Зубцовского. Ижевск: Удмуртия, 2001. 152 с.
18. Красная книга Удмуртской Республики: Сосудистые растения, лишайники, грибы / под ред. В.В.Туганаева. Ижевск: Удмуртия, 2001. 290 с.
19. Крауклис А.А. Динамика геосистем и освоение Приангарской тайги. Новосибирск: Наука, 1985. С. 74-91.
20. Крауклис А.А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
21. Лебедев В.М. Физико-географические районы // Природа Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1972. С. 297 – 319.

22. Литвинов В.Н. Физико-географическое районирование Удмуртской АССР // Учен. зап. Перм. пед. ин-та. Пермь, 1967. Вып. 41. С. 225 – 258.
23. Литвинов В.Н. Комплексное природно-географическое районирование Удмуртской АССР // Учен. зап. Перм. ун-та. Пермь, 1968. № 196. С. 124 – 134.
24. Мильков Ф.Н. Физическая география. Учение о ландшафте и географическая зональность. Воронеж, 1986. 327 с.
25. Михайлов Н.И. Физико-географическое районирование. М.: Высш. шк., 1985. 183 с.
26. Назаров Н.Н. География Пермского края. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2006. 139 с.
27. Николаев В.А. Проблемы регионального ландшафтоведения. М: Высш. шк., 1979. 160 с.
28. Пармузин Ю.П. Тайга СССР. М.: Мысль, 1985. 302 с.
29. Редкие и исчезающие виды растений и животных Удмуртии. Ижевск: Удмуртия, 1988. 143 с.
30. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средний Урал и Приуралье / под ред. Н.М. Алюшинской. Л.: Гидрометеиздат, 1973. Т. 11. 848 с.
31. Родин Л.Е., Базилевич Н.И. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. М.; Л.: Наука, 1965. 251 с.
32. Рысин И.И. Эрозионная расчлененность территории Удмуртской АССР // Изучение ресурсного потенциала Волго-Камского региона. Ижевск, 1989. С. 134 – 143.
33. Рысин И.И. Физико-географические (ландшафтные) районы Удмуртии // Вестн. Удм. ун-та. 1996. № 3.
34. Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удм. ун-та, 1998. 274 с.
35. Рысин И.И. Природное районирование. Физико-географические районы // Удмуртская Республика: энциклопедия. Ижевск: Удмуртия, 2008.
36. Рысин И.И., Петухова Л.Н. Русловые процессы на реках Удмуртии. Ижевск: Ассоциация «Научная книга», 2006. 176 с.
37. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 318 с.
38. Экология ландшафтов Волжского бассейна в системе глобальных изменений климата: прогнозный атлас: монография. Н. Новгород: Интер-Волга, 1995. 163 с.
39. Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации / под ред. Н.В.Кобышевой, К.Ш.Хайруллина. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. 319 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора.....	4
1. Геологическое строение.....	4
1.1. Тектоника (Стурман В.И.)	4
1.2. Стратиграфия.....	7
1.2.1. Отложения палеозойско-мезозойского этапа (Глейзер И.В., Стурман В.И.).....	8
1.2.2. Отложения неоген-четвертичного периода (Стурман В.И.).....	10
1.3. История геологического развития (Стурман В.И.).....	13
1.4. Полезные ископаемые и минеральные ресурсы (Сергеев А.В., Стурман В.И.).....	14
2. Рельеф.....	20
2.1. Основные черты орографии (Илларионов А.Г.).....	20
2.2. Ярусность рельефа земной поверхности (Илларионов А.Г.).....	39
2.2.1. География распространения денудационных поверхностей выравнивания.....	40
2.2.2. Происхождение и возраст поверхностей выравнивания.....	42
2.2.3. Ступенчатость в рельефе речных долин и уступов разновысотных поверхностей выравнивания.....	47
2.3. Строение речных долин (Илларионов А.Г.).....	51
2.3.1. Эрозионно-аккумулятивные процессы в долине Камы.....	52
2.4. К истории становления и развития Камской эрозионной системы (Илларионов А.Г.).....	65
2.5. Современные рельефообразующие процессы.....	71
2.5.1. Нерусловое звено эрозионной сети (Егоров И.Е.).....	71
2.5.2. Временное русловое звено (Рысин И.И.).....	77
2.5.3. Русловое звено (Рысин И.И., Петухова Л.Н.).....	82
2.5.4. Влияние хозяйственной деятельности на эрозионно- аккумулятивные процессы (Илларионов А.Г., Перевошиков А.А., Рысин И.И.).....	85
2.5.5. Формирование берегов водохранилищ (Егоров И.Е.).....	88
3. Климатические условия и ресурсы.....	92
3.1. Барико-циркуляционный режим атмосферы (Наумов Э.П., Гоголь Ф.В.).....	92
3.1.1. Циркуляционные факторы климата.....	92
3.1.2. Атмосферное давление.....	93
3.1.3. Направление и скорость ветра.....	94
3.2. Температурный режим атмосферы (Переведенцев Ю.П., Шерстюков Б.Г., Исмагилов Н.В.).....	100
3.2.1. Средние температуры воздуха.....	101
3.2.2. Экстремальные температуры воздуха.....	111
3.2.3. Межгодовые изменения температуры воздуха.....	113
3.2.4. Заморозки и оттепели.....	116
3.3. Влажность воздуха (Верещагин М.А., Шерстюков Б.Г.).....	121
3.3.1. Давление водяного пара.....	121
3.3.2. Относительная влажность воздуха.....	124
3.3.3. Дефицит влажности и температура точки росы.....	127
3.4. Атмосферные осадки (Шанталинский К.М., Шерстюков Б.Г.).....	127
3.4.1. Среднее количество осадков.....	129
3.4.2. Временная изменчивость количества осадков.....	130
3.5. Климатические ресурсы тепла и влаги (Хабутдинов Ю.Г.).....	134
3.5.1. Показатели термических условий и увлажнения вегетационного периода.....	135
3.5.2. Термические ресурсы и продолжительность вегетационного периода.....	136
3.5.3. Ресурсы влаги.....	139
3.6. Радиационный режим (Николаев А.А.).....	140
3.6.1. Продолжительность солнечного сияния.....	140
3.6.2. Составляющие радиационного баланса.....	144
3.7. Прикладные показатели климата (Переведенцев Ю.П., Исаева М.В.).....	152
3.7.1. Климатическая характеристика отопительного периода.....	152

3.7.2. Показатели затрат энергии на обогрев и охлаждение зданий.....	153
3.7.3. Показатели биоклимата.....	157
4. Водные ресурсы (Рысин И.И.).....	161
4.1. Поверхностные воды.....	161
4.1.1. Характеристика основных рек.....	163
4.1.2. Пруды, водохранилища, озера и болота.....	176
4.2. Подземные воды.....	180
5. Почвы и земельные ресурсы (Рысин И.И.).....	182
5.1. Условия почвообразования.....	182
5.2. Морфологическая и агрохимическая характеристика почв.....	184
5.2.1. Подзолистые почвы.....	184
5.2.2. Серые лесные почвы.....	191
5.2.3. Дерново-карбонатные почвы.....	192
5.2.4. Дерново-(перегнойно-) глеевые почвы.....	193
5.2.5. Пойменные почвы.....	194
5.2.6. Болотные почвы.....	196
5.2.7. Почвы овражно-балочного комплекса.....	197
5.2.8. Антропогенно-преобразованные почвы.....	197
5.3. Земельные ресурсы.....	200
6. Растительный покров (Баранова О.Г.).....	204
6.1. История развития современного растительного покрова.....	204
6.2. Флора.....	206
6.3. Растительность.....	208
6.3.1. Лесная растительность.....	208
6.3.2. Луговая растительность.....	213
6.3.3. Болотная и водная растительность.....	214
6.3.4. Синантропная растительность.....	215
6.4. Растительные ресурсы.....	215
7. Животный мир (Пучковский С.В.).....	218
7.1. Видовое богатство фауны.....	218
7.2. Такие разные животные Удмуртии – от прекрасных до опасных.....	220
7.3. Охотничьи виды и их численность.....	221
7.4. Замечательные виды.....	223
7.5. Редкие и исчезающие виды.....	224
7.6. Современная динамика животного мира.....	226
8. Физико-географическое районирование.....	229
8.1. Принципы физико-географического районирования (Рысин И.И.).....	229
8.2. Характеристика природных зон (Рысин И.И.).....	232
8.3. Характеристика физико-географических районов (Рысин И.И.).....	233
8.3.1. Ландшафты таежной (бореальной) зоны.....	233
8.3.2. Ландшафты подтаежной (бореально-суббореальной) зоны.....	237
8.4. Морфология ландшафта (Егоров И.Е.).....	240
Список литературы.....	245

**География Удмуртии:
природные условия и ресурсы**

Учебное пособие

Часть 1

Фото на обложке А.В.Зыкина, И.Е.Егорова, И.И.Рысина

Редакторы, корректоры: В.И. Бацекало, М.А. Балтин, Л.М. Клименко,
Л.Н. Плетнева, Т.И. Чукавина

Подписано в печать 14.04.09.
Формат 60×84 1/8. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 29,76. Уч.-изд. л. 36,5.
Тираж 300 экз. Заказ № 657.

Издательский дом «Удмуртский университет»
426034, Ижевск, Красногеройская, 107.

Типография ГОУВПО «Удмуртский государственный университет»
426034, Ижевск, Университетская, 1, корп. 4.

ISBN 978-5-7029-0389-7



9 785702 903897

